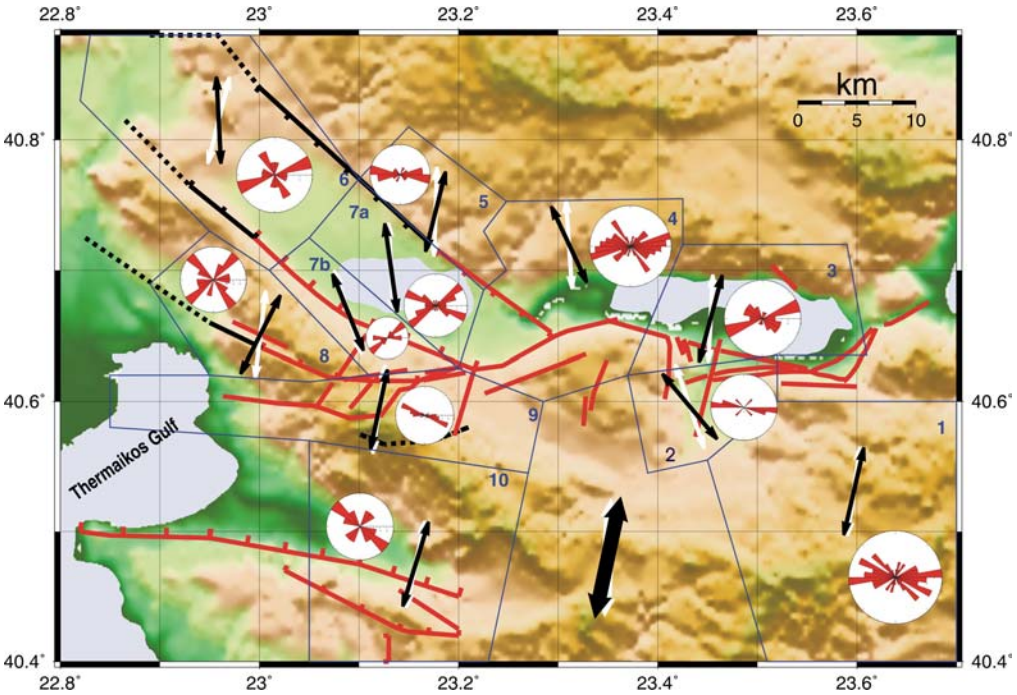
ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΔΟΜΙΝΙΚΟΣ Α. ΒΑΜΒΑΚΑΡΗΣ
Γεωλόγος

Συμβολή στη σεισμοτεκτονική μελέτη της ευρύτερης περιοχής της Μυγδονίας λεκάνης



ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ
ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
Ειδίκευση Γεωφυσική

Θεσσαλονίκη, Φεβρουάριος 2004

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΣΥΜΒΟΥΛΕΥΤΙΚΗ ΚΑΙ ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟΣ	ΕΠΙΚΟΥΡΟΣ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ Α.Π.Θ. (επιβλέπων)
ΧΑΤΖΗΔΗΜΗΤΡΙΟΥ ΠΑΝΑΓΙΩΤΗΣ	ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ Α.Π.Θ. (μέλος)
ΣΚΟΡΔΥΛΗΣ ΕΜΜΑΝΟΥΗΛ	ΕΠΙΚΟΥΡΟΣ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ Α.Π.Θ. (μέλος)

Δημοσίευση του Τομέα Γεωφυσικής Α.Π.Θ. με κωδικό αριθμό 636

Η παρουσίαση της διατριβής πραγματοποιήθηκε στις 18 Φεβρουαρίου 2004

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ **2**

ΠΡΟΛΟΓΟΣ **4**

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ **8**

1.1 ΓΕΝΙΚΑ 8

1.2 ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ 11

1.2.1 ΓΕΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ 11

1.2.2 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ 13

1.2.3 ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ 15

1.2.4 ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ 16

1.3 ΤΑ ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΡΗΓΜΑΤΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ 17

1.3.1 ΡΗΓΜΑΤΑ ΔΙΕΥΘΥΝΣΗΣ Α-Δ 18

1.3.1.1 Σεισμική ρηξιγενής ζώνη Βόλβης 18

1.3.1.1.1 Ρήγμα Γερακαρούς-Νικομηδινού-Στίβου-Περιστερώνα 18

1.3.1.1.2 Ρήγμα Λουτρών Βόλβης-Νέας Απολλωνίας 20

1.3.1.1.3 Ενεργό ρήγμα Νέας Μάδυτου 20

1.3.1.1.4 Ρήγμα Ασβεστοχωρίου-Πολίχνης 21

1.3.1.1.5 Ρήγμα Μελισσοχωρίου-Λητής 22

1.3.1.2 Σεισμικό ρήγμα Σοχού 22

1.3.1.3 Ρηξιγενής ζώνη Ανθεμούντα 23

1.3.2 ΡΗΓΜΑΤΑ ΔΙΕΥΘΥΝΣΗΣ ΒΔ-ΝΑ 23

1.3.2.1 Σεισμική ρηξιγενής ζώνη Σχολαρίου-Ανάληψης-Ασσήρου 24

1.3.2.2 Ρήγμα Λητής-Λαγυνών-Αγίου Βασιλείου-Βασιλουδίου 25

1.3.3 ΡΗΓΜΑΤΑ ΔΙΕΥΘΥΝΣΗΣ ΒΑ-ΝΔ 25

1.3.3.1 Ρήγμα Παλαιοχωρίου-Νεοχωρίου 26

1.4 ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ 27

1.4.1 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΔΡΑΣΗ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΚΑΤΑ ΤΟΝ 20^{ο} ΑΙΩΝΑ. 27

1.4.2 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΔΡΑΣΗ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΤΑ ΤΟ 1981. 30

2 ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΟΥ ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΗΘΗΚΑΝ 33

2.1 ΤΗΛΕΜΕΤΡΙΚΟ ΔΙΚΤΥΟ ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟΥ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ Α.Π.Θ. 33

2.2 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ 36

2.3 ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΤΩΝ SAC ΑΡΧΕΙΩΝ 43

3 ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΓΕΝΕΣΗΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ 48

3.1 ΓΕΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΩΝ ΜΗΧΑΝΙΣΜΩΝ ΓΕΝΕΣΗΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ 48

3.1.1 ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΟΥ ΕΠΙΠΕΔΟΥ ΤΟΥ ΡΗΓΜΑΤΟΣ 49

3.1.2 ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΟΙ ΑΞΟΝΕΣ ΚΑΙ ΚΥΡΙΟΙ ΑΞΟΝΕΣ ΤΑΣΗΣ 52

3.1.3 ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΣΤΗΝ ΕΣΤΙΑ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΟΥ 54

3.1.4 ΜΕΘΟΔΟΣ ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΥ ΤΟΥ ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΥ ΓΕΝΕΣΗΣ ΕΝΟΣ ΣΕΙΣΜΟΥ 58
3.2 ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΜΗΧΑΝΙΣΜΩΝ ΓΕΝΕΣΗΣ ΣΕΙΣΜΩΝ 64
3.2.1 ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗ ΤΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ 64
3.2.2 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΚΥΜΑΤΟΜΟΡΦΩΝ ΜΕ ΤΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ "SAC2000" 66
3.2.3 ΟΙ ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΓΕΝΕΣΗΣ ΚΑΙ ΤΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ "FPFIT" 71
3.2.4 ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΤΗΝ ΒΟΡΕΙΑ ΕΛΛΑΔΑ 74
3.2.5 ΤΡΟΠΟΠΟΙΗΣΗ ΤΟΥ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΟΣ "FPFIT" 76
3.2.6 ΕΛΕΓΧΟΣ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑΣ 78
3.2.7 ΕΛΕΓΧΟΣ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ 88
3.2.8 ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΓΕΝΕΣΗΣ ΣΕΙΣΜΩΝ ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΜΥΓΔΟΝΙΑΣ 100

4 ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ ΤΟΥ ΤΑΝΥΣΤΗ ΤΑΣΗΣ 113

4.1 ΤΑΝΥΣΤΗΣ ΤΑΣΗΣ ΚΑΙ ΠΡΟΫΠΑΡΧΟΝΤΑ ΡΗΓΜΑΤΑ 113
4.2 ΘΕΩΡΙΑ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ 117
4.3 ΜΕΘΟΔΟΣ GEPHART & FORSYTH 119

5 ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΠΕΔΙΟΥ ΤΩΝ ΤΑΣΕΩΝ 125

5.1 ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΜΥΓΔΟΝΙΑΣ ΛΕΚΑΝΗΣ 125
5.2 ΧΩΡΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΟΥ ΠΕΔΙΟΥ ΤΩΝ ΤΑΣΕΩΝ 129
5.3 ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ ΤΟΥ ΠΕΔΙΟΥ ΤΑΣΗΣ ΚΑΙ ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΤΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ απο ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ 131

6 ΣΥΝΟΨΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ 142

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ 144

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 151

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διατριβή ειδίκευσης εκπονήθηκε στα πλαίσια του Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης με ειδίκευση στη Γεωφυσική.

Κύριος στόχος της διατριβής είναι η σεισμοτεκτονική μελέτη της ευρύτερης περιοχής της Μυγδονίας λεκάνης. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν ψηφιακά δεδομένα σεισμικών καταγραφών του Σεισμολογικού Σταθμού του Α.Π.Θ. Καθορίστηκαν μηχανισμοί γένεσης των σεισμών και εκτιμήθηκε το πεδίο των τάσεων για την περιοχή.

Στο **πρώτο κεφάλαιο,** περιγράφονται γενικά στοιχεία που χαρακτηρίζουν την περιοχή και αφορούν στη γεωλογία, στη γεωμορφολογία και στα νεοτεκτονικά στοιχεία της περιοχής, με έμφαση στις κυριότερες ρηξιγενείς ζώνες. Τέλος παρουσιάζονται στοιχεία για τη σεισμικότητα της περιοχής για τον $20^{ο}$ αιώνα και κυρίως μετά το 1981 που ξεκίνησε η λειτουργία του δικτύου του Σεισμολογικού Σταθμού

Στο **δεύτερο κεφάλαιο,** παρουσιάζονται τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν. Περιγράφεται η αρχική τους μορφή, ο τρόπος επεξεργασίας αυτών και το πρόγραμμα το οποίο δημιουργήθηκε ώστε να διαμορφώσει τα δεδομένα στην κατάλληλη μορφή για την περαιτέρω επεξεργασία τους.

Το **τρίτο κεφάλαιο,** έχει σαν κύριο θέμα τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών. Στο πρώτο μέρος αναφέρονται θεωρητικά στοιχεία για τους κινηματικούς και τους κύριους άξονες τάσεις, για τον τρόπο ακτινοβολίας των σεισμικών κυμάτων στην εστία του σεισμού, αλλά και για τις διάφορες μεθόδους που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό των μηχανισμών γένεσης. Στο δεύτερο μέρος του κεφαλαίου περιγράφεται ο τρόπος αξιοποίησης των δεδομένων με τη χρήση του προγράμματος ανάλυσης ψηφιακών κυματομορφών SAC2000 και τέλος υπολογίζονται οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών με τη χρήση νέας τροποποιημένης έκδοσης του προγράμματος FPFIT που πραγματοποιήθηκε με σκοπό τη βελτίωση των αποτελεσμάτων.

Στο **τέταρτο κεφάλαιο**, γίνεται ανάλυση του τανυστή τάσης, των βασικών σημείων της θεωρίας αντιστροφής, αλλά και της μεθόδου αντιστροφής που εφαρμόστηκε στην διατριβή.

Στο **πέμπτο κεφάλαιο**, πραγματοποιείται η εφαρμογή της μεθόδου αντιστροφής του τανυστή τάσης με όλα τα δεδομένα για την περιοχή μελέτης και εξάγονται τα τελικά συμπεράσματα για την χωρική κατανομή του πεδίου των τάσεων. Ακολούθως, καθορίζονται τα ρήγματα που σχετίζονται με τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών, τα οποία προκύπτουν με τη βοήθεια

της μεθόδου αντιστροφής. Τα ρήγματα αυτά συσχετίζονται με εκείνα που προέρχονται από υπαίθριες παρατηρήσεις.

Στο **έκτο κεφάλαιο** γίνεται σύνοψη των όσων πραγματοποιήθηκαν στη διατριβή αυτή και δίνονται τα γενικότερα συμπεράσματα.

Τέλος, στο **παράρτημα** παρουσιάζονται οι μηχανισμοί γένεσης για τους 50 σεισμούς που υπολογίστηκαν με τη χρήση του νέου τροποποιημένου κώδικα και χρησιμοποιήθηκαν στα πλαίσια της παρούσας διατριβής.

Τμήματα της παρούσας διατριβής υλοποιήθηκαν στα πλαίσια των ερευνητικών προγραμμάτων:

- «Μελέτη του δυναμικού των σεισμικών ζωνών της ευρύτερης μητροπολιτικής περιοχής Θεσσαλονίκης με τη συνδυαστική χρήση σεισμικών και γεωδαιτικών δεδομένων», με επιστημονικώς υπεύθυνο τον επίκουρο καθηγητή Κ. Παπαζάχο, χρηματοδοτούμενο από τον Οργανισμό Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας (ΟΑΣΠ).
- «Προσδιορισμός των χαρακτηριστικών και της σεισμοτεκτονικής συμπεριφοράς των κύριων σεισμικών-ενεργών ρηγμάτων του βορείου ελληνικού χώρου με τη χρήση νεοτεκτονικών και σεισμικών δεδομένων», με επιστημονικώς υπεύθυνο τον καθηγητή Δ. Μουντράκη, χρηματοδοτούμενο από τον Οργανισμό Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας (ΟΑΣΠ).
- «EUROSEIS-RISK: Μελέτη αποτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας, της επιρροής των εδαφικών τοπικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση και της αλληλεπίδρασης εδάφους-ανωδομών σε μια ενοργανωμένη λεκάνη», με επιστημονικώς υπεύθυνο τον καθηγητή Π. Χατζηδημητρίου, χρηματοδοτούμενο από την Ευρωπαϊκή Ένωση (European Commission - Research Directorate-General),

Η ιδέα, το θέμα, ο σχεδιασμός και η επίβλεψη της διατριβής ανήκουν στον επίκουρο καθηγητή Κωνσταντίνο Παπαζάχο, ο οποίος από τα προπτυχιακά μου κιόλας χρόνια στέκεται δίπλα μου, με ουσιαστική καθοδήγηση και αδιάκοπη παρακολούθηση της πορείας μου. Η ηθική και οικονομική υποστήριξη που μου παρείχε υπήρξε καθοριστική για την έως τώρα σταδιοδρομία μου. Λίγες ευχαριστήριες γραμμές φαντάζουν μηδαμινές απέναντι στη συμβολή αυτού του ανθρώπου, που εκτός από πεφωτισμένος δάσκαλος υπήρξε για μένα και εύχομαι να εξακολουθήσει να είναι πολύτιμος συνεργάτης και πραγματικός φίλος.

Θερμές ευχαριστίες οφείλω και στα άλλα δυο μέλη της τριμελούς συμβουλευτικής και εξεταστικής επιτροπής. Τον καθηγητή Παναγιώτη Χατζηδημητρίου ευχαριστώ, για την πολύ σημαντική οικονομική του βοήθεια, την συμπαράσταση, το ενδιαφέρον του για τη δουλειά αυτή, τη συμβολή του για την ολοκλήρωση της και την προσεκτική ανάγνωση του τελικού κειμένου. Τον επίκουρο καθηγητή Εμμανουήλ Σκορδύλη ευχαριστώ, για την καθοδήγηση του στο αρχικό και σημαντικότερο στάδιο της διατριβής, τη συλλογή, ανάλυση και αποκωδικοποίηση των δεδομένων από το Σεισμολογικό Σταθμό, τη συνεχή προσφορά βοήθειας που μου παρείχε όποτε τη ζητούσα, αλλά και για τις εύστοχες παρατηρήσεις του στο τελικό κείμενο.

Ιδιαίτερες ευχαριστίες οφείλω στη Διδάκτορα Ελένη Καραγιάννη, η συνεισφορά της οποίας στην παρούσα διατριβή ήταν μεγάλη, καθώς μου παρείχε αμέριστη βοήθεια στην ανάλυση των δεδομένων, τον υπολογισμό των μηχανισμών γένεσης, ενώ προσπαθούσε πάντα να δώσει απαντήσεις σε πολυάριθμες απορίες μου.

Σημαντική υπήρξε η στήριξη που μου παρείχε ο καθηγητής Δημοσθένης Μουντράκης που μου έδωσε τη δυνατότητα μέσω της συμμετοχής μου σε ερευνητικά προγράμματα να συνδυάσω τη γεωλογία με τη σεισμολογία.

Ευχαριστώ τον καθηγητή John Gephart του Cornell University (New York, USA) για την παραχώρηση του πακέτου προγραμμάτων FMSI.

Αισθάνομαι την υποχρέωση να ευχαριστήσω όλα τα μέλη του Τομέα Γεωφυσικής που υπήρξαν πάντα συνεργάσιμα και με πρωτοβουλίες τους εξασφάλισαν για όλους εμάς τους μεταπτυχιακούς φοιτητές ιδανικότερες και ευχάριστες συνθήκες εργασίας, παρέχοντας όλα τα σύγχρονα μέσα. Επίσης, τους ευχαριστώ για τη δυνατότητα που μου προσέφεραν να συμμετάσχω σε εργασίες υπαίθρου, σεισμολογικές και γεωφυσικές, από τις οποίες πέραν της οικονομικής ενίσχυσης, αποκόμισα και ανεκτίμητες εμπειρίες.

Σε όλους τους συναδέλφους μεταπτυχιακούς φοιτητές, για τις ατελείωτες μέρες, ευχάριστες και δυσάρεστες, τις στιγμές πίεσης και αγωνίας που περάσαμε μαζί, εκφράζω τη συμπάθεια μου και τους ευχαριστώ για την καλή παρέα. Το φίλο και συνάδελφο υποψήφιο Διδάκτορα Νίκο Παπαδόπουλο που μοιράστηκε μαζί μου ατέλειωτες ώρες μεταμεσονύχτιας επιστημονικής αναζήτησης, ευχαριστώ για τις στιγμές που περνούν αλλά δεν χάνονται.

Στη μεταπτυχιακή φοιτήτρια Ελένη Γκούντουβα, οφείλω ένα μεγάλο ευχαριστώ για τη συνεχή και καθημερινή της συμπαράσταση. Η ενθάρρυνση της μου έδινε πάντα δύναμη και κουράγιο για το μέλλον.

Τέλος, την απεριόριστη ευγνωμοσύνη μου εκφράζω στους γονείς μου Αντώνη και Άννα, δυο ανθρώπους που παρά τα δύσκολα χρόνια που πέρασαν κατάφεραν πάντα να

διατηρούν ένα επίπεδο στη ζωή τη δική τους και τη δική μας. Η οποιαδήποτε οικονομική και υλική στήριξη που μου παρείχαν ωχριά απέναντι στη μοναδική ηθική και πνευματική συμπαράσταση που μου προσέφεραν μια μάνα και ένας πατέρας, από τα βρεφικά μου χρόνια. Σε αυτούς και στα αδέλφια μου, Ιουλία και Λευτέρη εκφράζω την αγάπη μου.

Δ. Βαμβακάρης

Φεβρουάριος 2004

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 ΓΕΝΙΚΑ

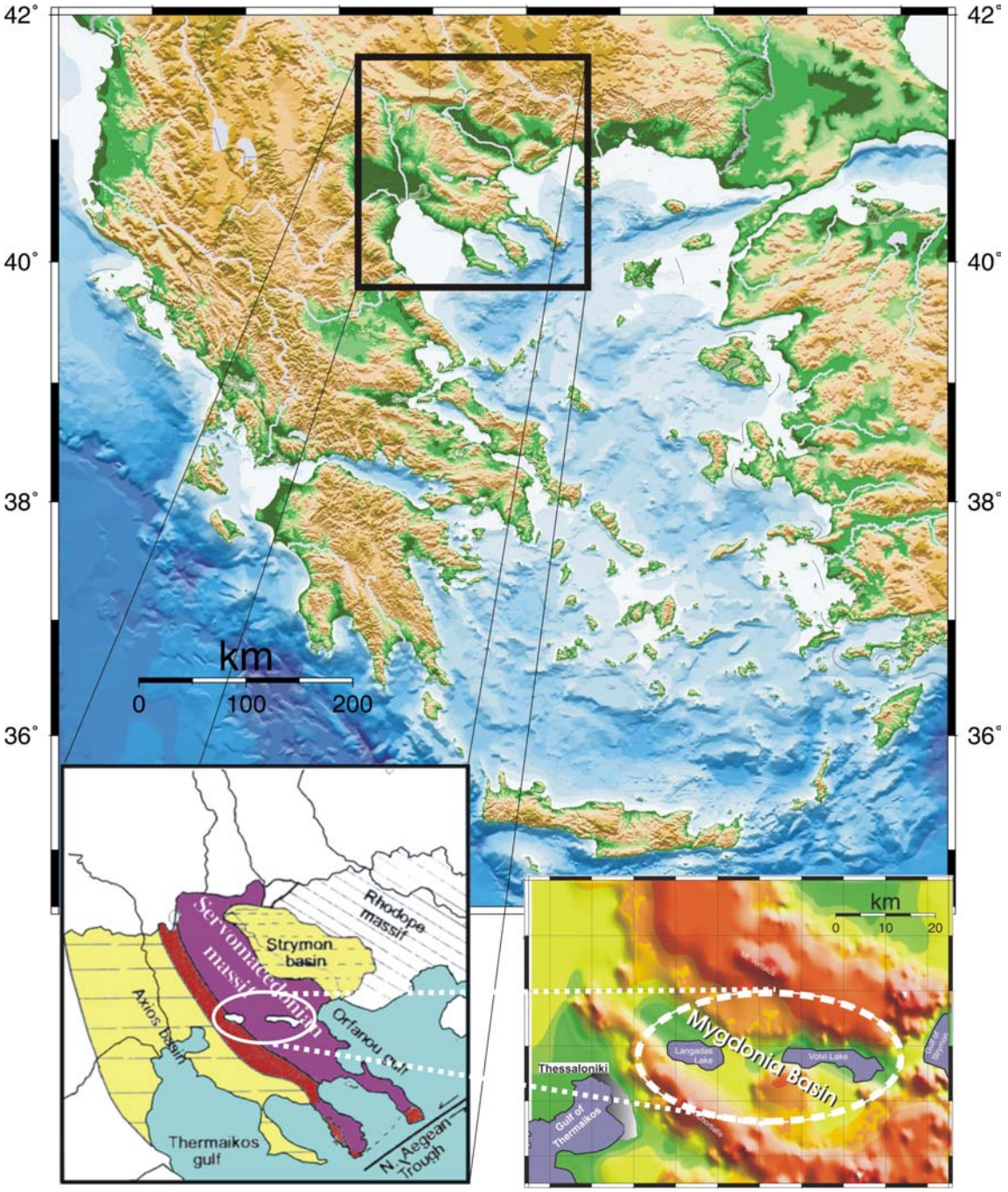
Η ευρύτερη περιοχή μελέτης εντοπίζεται στο κεντρικό τμήμα της Βόρειας Ελλάδας (σχήμα 1.1), περιλαμβάνει γεωγραφικά την Ανατολική Μακεδονία και ένα τμήμα της Κεντρικής Μακεδονίας από τους νομούς Δράμας και Καβάλας στην ανατολικά, μέχρι τους νομούς Πιερίας και Κιλκίς στη δύτικά; και από τα νότια παράλια της Χαλκιδικής στο Νότο, μέχρι τη νοτιοδυτική πλευρά της Βουλγαρίας και τη νοτιοανατολική της FYROM προς το Βορρά.

Ο Βόρειος Ελληνικός χώρος παρουσιάζει υψηλή σεισμικότητα, η οποία κυρίως εμφανίζεται κατά μήκος των κυρίων ζωνών διάρρηξης (Σερβομακεδονική ζώνη, τάφρος Βορείου Αιγαίου, κλπ.).

Από γεωλογικής άποψης, η Σερβομακεδονική μάζα και η Περιροδοπική ζώνη είναι στο κέντρο της περιοχής ενδιαφέροντος και σε αυτές (κυρίως στην πρώτη) επικεντρώθηκε το βάρος της μελέτης. Στο ανατολικό τμήμα της περιοχής μελέτης υπάρχει ένα τμήμα της μάζας της Ροδόπης και Δυτικά η ζώνη του Αξιού.

Στην καρδιά της Σερβομακεδονικής μάζας τοποθετείται το επίκεντρο του καταστροφικού σεισμού της 20^{ης} Ιουνίου 1978 (Ms=6.5 VIII+ Στίβος, επίκεντρο 40°8 N - 23.2°E) (Papazachos et al. 1979a, b) που αποτέλεσε ένα ιδιαίτερης σημασίας σεισμικό φαινόμενο για τη χώρα μας, λόγω των ασυνήθιστων κοινωνικών του επιπτώσεων, καθώς ήταν ο πρώτος μεγάλος σεισμός που έπληξε ένα μεγάλο σύγχρονο αστικό κέντρο, τη Θεσσαλονίκη. Έκτοτε έχουν γίνει πολυάριθμες επιστημονικές εργασίες που κατατάσσουν την ευρύτερη περιοχή της Σερβομακεδονικής στις πλέον καλά μελετημένες περιοχές του Ελληνικού χώρου σε πολλούς κλάδους των γεωεπιστημών. Η πολύπλευρη μελέτη του ρήγματος του σεισμού και η χωροχρονική μεταβολή των σεισμών και των επικέντρων της ακολουθίας οδήγησαν στην ανάπτυξη νέων τεχνικών και μεθοδολογιών για την μελέτη του ρήγματος και της εστίας, ενώ έγιναν βήματα και στον τομέα της πρόγνωσης της εστίας των μετασεισμών.

Η περιοχή συνεχίζει να παρουσιάζει πολύ μεγάλο σεισμολογικό ενδιαφέρον, καθώς στη Σερβομακεδονική μάζα εντοπίζονται τα επίκεντρα πολλών μεγάλων αλλά και μικρότερων σεισμικών δονήσεων με μικρό επιφανειακό εστιακό βάθος. Ειδικότερα, η λεκάνη της Μυγδονίας αποτέλεσε τα τελευταία 25 χρόνια ένα φυσικό εργαστήριο όπου πραγματοποιήθηκαν πολλά πειράματα από Ελληνικούς αλλά και διεθνείς επιστημονικούς φορείς.

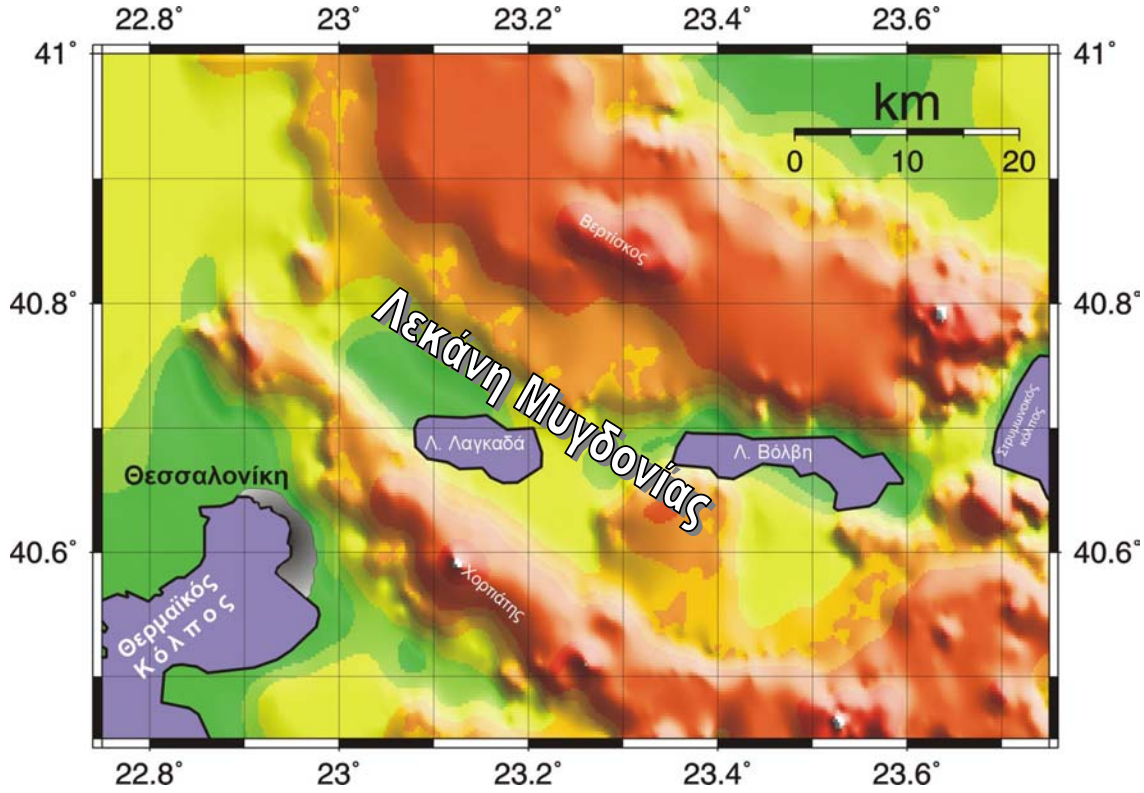


Σχήμα 1.1: Γεωμορφολογικός χάρτης της Ελλάδας. Στον ένθετο χάρτη, αριστερά, παρουσιάζεται η ευρύτερη περιοχή μελέτης, με τις γεωτεκτονικές ζώνες που την απαρτίζουν, ενώ δεξιά η περιοχή μελέτης με τα γενικότερα γεωμορφολογικά στοιχεία.

1.2 ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

1.2.1 ΓΕΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Τα στοιχεία που συγκεντρώθηκαν και επεξεργάστηκαν αφορούν στην ευρύτερη περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης που οριοθετείται από τους παραλλήλους με γεωγραφικό πλάτος 40.45^{ο} N και 40.85^{ο} N και τους μεσημβρινούς με γεωγραφικό μήκος 22.85^{ο} E και 23.70^{ο} E. Η περιοχή μελέτης βρίσκεται στο κεντρικό τμήμα του χώρου που περιγράφηκε πιο πάνω και απεικονίζεται στο σχήμα 1.2.



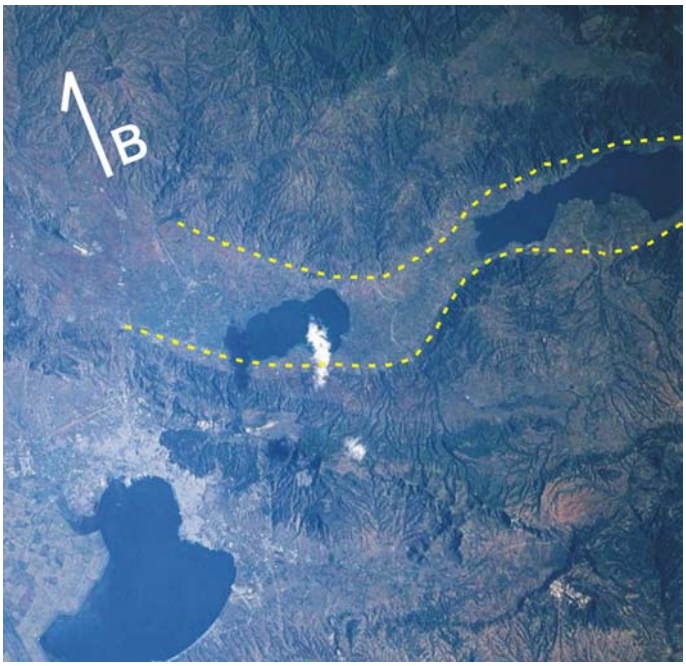
Σχήμα 1.2: Γεωμορφολογικός χάρτης* της ευρύτερης περιοχής της Μυγδονίας λεκάνης.

*Ο χάρτης αυτός, όπως και όλοι οι επόμενοι, δημιουργήθηκαν με τη βοήθεια του προγράμματος GMT (Wessel and Smith, 1995). Το πρόγραμμα λειτουργεί σε υπολογιστικό περιβάλλον UNIX και η χρήση του έγινε σε κεντρικό ηλεκτρονικό υπολογιστή στο Εργαστήριο Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης.

Ένα μεγάλο επίμηκες τεκτονικό βύθισμα σε σχήμα ***S*** με γενική διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ χαρακτηρίζει την περιοχή που γενικότερα παρουσιάζει έντονο μορφολογικό ανάγλυφο. Στο εσωτερικό του βυθίσματος αυτού που αποτελεί τη λεκάνη της Μυγδονίας εντοπίζονται οι δύο μεγάλες λίμνες του νομού Θεσσαλονίκης. Το ανατολικό τμήμα της λεκάνης καλύπτεται από τη λίμνη της Βόλβης που είναι η μεγαλύτερη από τις δύο, ενώ στο δυτικό τμήμα συναντάμε την μικρότερη λίμνη του Λαγκαδά ή Αγίου Βασιλείου. Τόσο οι γεωμορφολογικές ενδείξεις, όσο και οι παλαιογεωγραφικές πληροφορίες δείχνουν ότι στο παρελθόν οι δύο λίμνες ήταν ενωμένες σε μια μεγάλη λίμνη, τη Μυγδονία λίμνη, η οποία με το πέρασμα του χρόνου συρρικνώθηκε, διασπάστηκε δημιουργώντας τις δυο λίμνες που χάνοντας συνεχώς μέρος της έκτασης τους κατέληξαν στη σημερινή μορφή (Ψιλοβίκος, 1977). Χαρακτηριστικό και των δύο λιμνών (κυρίως όμως της δεύτερης) είναι η έντονη μείωση της έκτασης τους, γεγονός που οφείλεται πρώτα σε μορφοτεκτονικά και ύστερα σε κλιματολογικά αίτια. Τα νερά της λίμνης Λαγκαδά έφτασαν σε ελάχιστα όρια τον τελευταίο καιρό, λόγω της συνεχούς αποστράγγισης τους στη λίμνη Βόλβη η οποία με τη σειρά της αποστραγγίζεται ανατολικότερα στο Στρυμωνικό κόλπο. Με αυτά τα δεδομένα, οι προβλέψεις για το μέλλον των λιμνών δεν είναι πολύ ενθαρρυντικές.

Η λεκάνη της Μυγδονίας οριοθετείται όπως φαίνεται και στο σχήμα, με την απότομη μεταβολή του αναγλύφου, από τον ορεινό όγκο του Βερτίσκου στο βόρειο τμήμα της και την επιμήκη ορεινή ακολουθία του Χορτιάτη και του Χολωμόντα στο νότιο τμήμα. Στις δύο άκρες της, η λεκάνη, πλησιάζει τμήματα του Βορείου Αιγαίου και συγκεκριμένα, ανατολικά τον κόλπο του Ορφανού (Στρυμωνικός) και δυτικά το Θερμαϊκό κόλπο.

Τα περισσότερα από τα παραπάνω στοιχεία είναι ευδιάκριτα ακόμα και από το διάστημα, όπως έχουν δείξει δορυφορικές φωτογραφίες (σχ. 1.3). στις οποίες πολύ καθαρά διακρίνεται η σημερινή διάσταση του βυθίσματος που οριοθετεί το χώρο των λιμνών, που στην ουσία διαγράφεται από τη δράση των μεγάλων ρηξιγενών ζωνών της περιοχής.



Σχήμα 1.3: Δορυφορική εικόνα της περιοχής μελέτης, όπου είναι ευδιάκριτα τα κυριότερα μορφολογικά χαρακτηριστικά, οι ορεινοί όγκοι και το βύθισμα της λεκάνης σε σχήμα " *S* ".

1.2.2 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Η περιοχή που μελετήθηκε ανήκει από την άποψη της αλπικής-προαλπικής δομής κυρίως στη Σερβομακεδονική μάζα, ενώ ένα μικρότερο τμήμα της (το νοτιοδυτικό) καταλαμβάνεται από σχηματισμούς της Περιροδοπικής ζώνης και της ζώνης Αξιού.

Η Σερβομακεδονική μάζα, παλαιογεωγραφικά υπήρξε ρηχή θάλασσα, τουλάχιστον στο δυτικό της περιθώριο κατά το διάστημα από Μέσο Τριαδικό μέχρι και Κάτω Ιουρασικό, περίοδο της οποίας διατηρούνται τα ιζήματα. Σύμφωνα με τις αντιλήψεις της νέας παγκόσμιας τεκτονικής η Σερβομακεδονική θεωρείται ηπειρωτική μάζα με πιθανότερη προέλευση από τη λιθοσφαιρική πλάκα της Λαυρασιας.

Η Σερβομακεδονική μάζα είναι γνωστό ότι συγκροτείται κυρίως από κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα (Μουντράκης, 1985), τα οποία τοποθετούνται σε δύο μεγάλες σειρές: την κατώτερη σειρά Κερδυλλίων και την ανώτερη σειρά του Βερτίσκου. Στην περιοχή μελέτης συναντάμε μόνο πετρώματα της σειράς Βερτίσκου, που είναι βιοτιτικοί και διμαρμαρυγιακοί γνεύσιοι, οφθαλμογνεύσιοι, μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι, λεπτές ενστρώσεις μαρμάρων, μεταγάββροι, μεταδιαβάσες και αμφιβολίτες που προήλθαν από μεταμόρφωση βασικών πυριγενών. Συχνά επίσης παρεμβάλλονται με παλιές τεκτονικές επαφές σερπεντινικά σώματα

μέσα σε άλλα πετρώματα. Η ηλικία τους προσδιορίζεται κυρίως παλαιοζωική, προκάμβρια και μεσοζωική για τα βασικής προέλευσης πετρώματα.

Η Περιροδοπική ζώνη που θεωρείται ως η πιο Εσωτερική Ελληνική ζώνη, διαχωρίστηκε μάλλον πρόσφατα στη βιβλιογραφία σαν μια ζώνη κατά μήκος του δυτικού περιθωρίου της Σερβομακεδονικής (Μουντράκης, 1985). Η παλαιογεωγραφική της θέση θεωρείται ότι αντιπροσώπευε την ηπειρωτική κατωφέρεια από τις ηπειρωτικές μάζες της Ελληνικής ενδοχώρας (Ροδόπη, Σερβομακεδονική) προς την ωκεάνια περιοχή της ζώνης Αξιού. Η ζώνη αυτή περιλαμβάνει τρεις ενότητες σχηματισμών: Ενότητα Ντεβέ Κοράν-Δουμπιά, ενότητα Μελισσοχωρίου-Χολωμόντα και ενότητα Άσπρης Βρύσης-Χορτιάτη. Οι σχηματισμοί που συγκροτούν και τις τρεις ενότητες είναι γενικά ελαφρά μεταμορφωμένα ιζήματα Περμοτριαδικής ηλικίας (κλαστικά ιζήματα, ηφαιστειοϊζηματογενή και ανθρακικά), ημιμεταμορφωμένος φλύσχης και σχιστοκερατολιθική διάπλαση του Ιουρασικού.

Τέλος, στο νοτιοδυτικό άκρο της περιοχής εντοπίζεται η ζώνη Αξιού, η οποία παρόλο που θεωρείται σήμερα σαν μια ενιαία ζώνη με χαρακτηριστικά παλιάς ωκεάνιας περιοχής από όπου προήλθαν οι οφιόλιθοι, αποτελείται στην ουσία από τρεις επί μέρους ζώνες που αντίστοιχα είναι από τα Ανατολικά προς τα Δυτικά, η αύλακα της Παιονίας, το ύβωμα (ράχη) του Πάικου και η αύλακα της Αλμωπίας. Σύμφωνα με τις απόψεις που επικρατούν σήμερα, ο ωκεάνιος αυτός χώρος ήταν ο ωκεανός της Τηθύος θάλασσας. Τον ωκεάνιο χαρακτήρα είναι δυνατό να τον αποδώσουμε ενιαία σε όλη τη ζώνη Αξιού ή και χωριστά στις δύο ζώνες Παιονίας και Αλμωπίας με την παρέμβαση της μικρής πλατφόρμας του Πάικου, στην οποία αποδίδονται από ορισμένους ερευνητές χαρακτήρες νησιωτικού τόξου με έντονη ηφαιστειακή δράση στην περίοδο του Ανώτερου Ιουρασικού. Βασικό χαρακτηριστικό της ζώνης Αξιού είναι οι μεγάλες οφειολιθικές μάζες που έχουν εξάπλωση σε όλο το χώρο της και συνιστούν στο σύνολο τους την «εσωτερική οφειολιθική λωρίδα» της Ελλάδας γνωστή και ως "IRO". Σημαντικότερες είναι οι μάζες Πανοράματος και Θερμού που συνίστανται από δουνίτες, περιδοτίτες, σερπεντινιωμένα υπερβασικά, γάββρους, διορίτες κλπ. Μεσοζωϊκής ηλικίας.

Όλοι οι αλπικοί και προαλπικοί σχηματισμοί της Σερβομακεδονικής, της Περιροδοπικής και της ζώνης του Αξιού έχουν υποστεί επανειλημμένες πτυχώσεις που έχουν αποτυπωθεί με ποικίλες μορφές στα πετρώματα. Χαρακτηριστικό των ζωνών αυτών είναι οι λεπιώσεις των στρωμάτων προς τα Δυτικά, τοπικές και μεγαλύτερες επωθήσεις, καθώς και μια αναστροφή των πετρωμάτων στο δυτικό περιθώριο της Σερβομακεδονικής προς την Περιροδοπική. Η σημερινή τεκτονική εικόνα της περιοχής συμπληρώνεται με τα παλαιότερα πετρώματα τοποθετημένα ανεστραμμένα πάνω στα νεότερα. Αποτέλεσμα της αναστροφής αυτής είναι η

Σερβομακεδονική κρυσταλλοσχιστώδης μάζα να εφιππεύει τα νεώτερα Περμοτριαδικά μεταϊζήματα της Περιροδοπικής.

1.2.3 ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Από φυσικογεωγραφικής άποψης, η κεντρική Μακεδονία, αποτελεί κατά βάση μια πεδινή και λοφώδη περιοχή, η οποία περιβάλλει ορισμένους ορεινούς όγκους που δεν υπερβαίνουν σε ύψος τα 1500m. Οι ορεινοί όγκοι, τα πεδινά τμήματα και τα ποτάμια εμφανίζουν μια σαφή ΒΒΔ-ΝΝΑ ανάπτυξη, η οποία όμως φαίνεται να τροποποιείται κατά διεύθυνση Α-Δ σε διάφορες περιοχές και στη διεύθυνση αυτή διαμορφώνονται μικρότερης τάξης φυσικογεωγραφικά στοιχεία όπως η Μυγδονία λεκάνη, η λεκάνη Ανθεμούντα κ.ά.

Το κυριότερο γεωμορφολογικό στοιχείο της ευρύτερης περιοχής του νομού Θεσσαλονίκης αποτελεί η λεκάνη της Μυγδονίας. Η λεκάνη αυτή συνιστά το κεντρικό επίμηκες βύθισμα της περιοχής με διεύθυνση Α-Δ έως ΒΔ-ΝΑ. Στη λεκάνη αυτή σήμερα βρίσκονται οι λίμνες Βόλβης και Λαγκαδά (Αγίου Βασιλείου) που αποτελούν υπολειμματικές μορφές της μεγάλης Μυγδονίας λίμνης που λειτούργησε κατά το Πλειόκαινο. Η Μυγδονία λεκάνη θεωρείται τμήμα ενός ευρύτερου βυθίσματος του λεγόμενου Προμυγδονιακού, το οποίο περιλαμβάνει και τις γειτονικές λεκάνες Ζαγκλιβερίου και Μαραθούσας.

Νοτιοδυτικά της λεκάνης της Μυγδονίας αναπτύσσεται η λεκάνη του Ανθεμούντα, μεγάλο τμήμα της οποίας βρίσκεται στο νομό Χαλκιδικής, ενώ βορειοανατολικά και μετά τα στενά της Ρεντίνας και των Κερδυλλίων βρίσκεται η λεκάνη του Στρυμώνα που γεωγραφικά ανήκει στους νομούς Σερρών και Καβάλας.

Αξίζει να σημειωθεί ότι οι γεωμορφολογικοί σχηματισμοί που εντοπίζονται σήμερα στην επιφάνεια πολλών τμημάτων της περιοχής εκφράζουν κατά κανόνα νεοτεκτονικές διεργασίες. Η μορφή, το σχήμα, η θέση, η έκταση και τα υλικά των σχηματισμών αυτών χαρακτηρίζουν μια περιοχή με πολύ έντονη τεκτονική αστάθεια που συνεπάγεται και αυξημένη σεισμική δράση.

Τα μορφολογικά, ιζηματολογικά, στρωματογραφικά στοιχεία επιτρέπουν τη διαπίστωση της δράσης δύο τεκτονικών σταδίων (Psilovikos and Sotiriadis, 1983).

- Πρώτο τεκτονικό στάδιο. Χαρακτηρίζεται από τον αρχικό τεμαχισμό της επιφάνειας επιπέδωσης σε μεγάλα τεμάχια τα οποία και αρχίζουν να βυθίζονται κατά το Κάτω-Μέσο Μειόκαινο και να δέχονται ιζηματογενής αποθέσεις Μειόκαινου, Πλειόκαινου

και Βιλλαφραγκίου (Προμυγδονιακό σύστημα). Οι αποθέσεις αυτές είναι κατά κανόνα ηπειρωτικές και το πάχος τους υπολογίζεται σε 350m.

- Δεύτερο τεκτονικό στάδιο. Χαρακτηρίζεται από τη δημιουργία μικρότερων τάφρων, αρχίζει προς το τέλος του Βιλλαφραγκίου και εξελίσσεται στο Τεταρτογενές. Σε γενικές γραμμές μπορούμε να πούμε ότι η βύθιση των τάφρων όπως του Λαγκαδά, της Βόλβης, του Ανθεμούντα και του Χορτιάτη κυμαίνεται από 50-160m.

Η λεκάνη της Μυγδονίας αποτελεί ένα στενόμακρο βύθισμα με σχήμα περίπου ανοιχτό ***S***. Υπαίθριες μελέτες και σεισμοτεκτονικές μετρήσεις συνηγορούν στην άποψη ότι η λεκάνη συνιστά μια στενή διερρηγμένη ενεργή ζώνη στο εσωτερικό της Σερβομακεδονικής μάζας, που σχετίζεται με μια έντονη σεισμική δραστηριότητα ειδικά στο παρόντα αιώνα.

1.2.4 ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Όπως προαναφέρθηκε η περιοχή τοποθετείται στο χώρο των ζωνών Σερβομακεδονικής (κατά κύριο λόγο), Περιροδοπικής και Αξιού. Στο χώρο αυτό έχουν δημιουργηθεί κατά το νεοτεκτονικό στάδιο μεγάλα τεκτονικά βυθίσματα και λεκάνες (Μυγδονία, Ζαγκλιβερίου, Μαραθούσας και Ανθεμούντα).

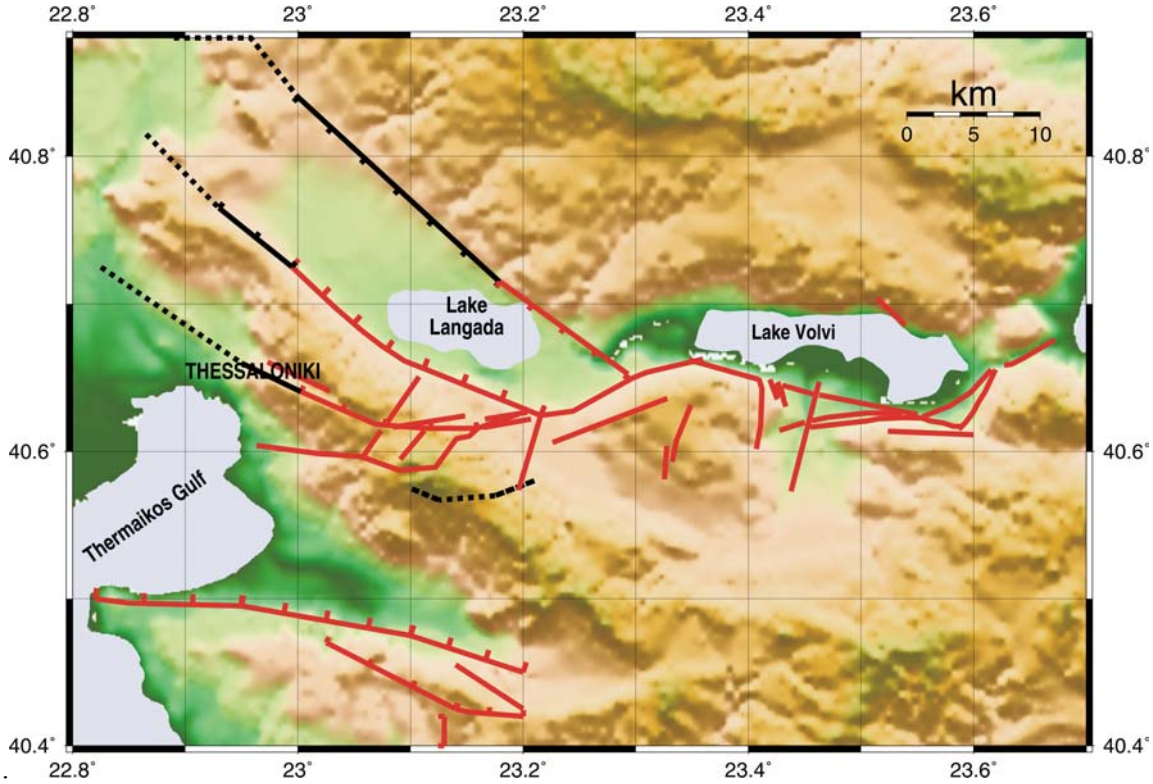
Τα βυθίσματα αυτά πιστεύεται ότι δημιουργήθηκαν από τη δράση ενός έντονου και συνεχούς εφελκυστικού πεδίου από το Μειόκαινο μέχρι σήμερα, που έχει σαν αποτέλεσμα το σχηματισμό κατά κανόνα κανονικών ρηγμάτων με μικρή συνήθως συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης (διεύθυνσης ολίσθησης). Ο ρηξιγενής ιστός στην περιοχή μελέτης περιλαμβάνει ρήγματα μεγάλης γωνίας κλίσης τα οποία προσανατολίζονται σε: διευθύνσεις (1) Α-Δ με κλάδους που αποκλίνουν σε διευθύνσεις ΔΒΔ-ΑΝΑ και ΑΒΑ-ΔΝΔ, (2) ΒΔ-ΝΑ και (3) ΒΑ-ΝΔ. (Μουντράκης, 1985)

Τα περισσότερα από τα ρήγματα αυτά λειτούργησαν τουλάχιστον από το Μειόκαινο ενώ ορισμένα εξακολουθούν αποδεδειγμένα να βρίσκονται σε ενεργό κατάσταση μέχρι σήμερα προκαλώντας μεγάλους και μικρούς σεισμούς. Η Σερβομακεδονική μάζα έχει ιδιαίτερη σεισμοτεκτονική συμπεριφορά και ο ρόλος της έχει διερευνηθεί από πολλές εργασίες τα τελευταία χρόνια (Papazachos et al. 1979, Mountrakis et al. 1983, Pavlides & Kilias 1987). Η Ιδιαίτερη αυτή τεκτονική συμπεριφορά έχει εξεταστεί τόσο σε σχέση με τις συνεχείς, παράλληλες Νεογενείς–Τεταρτογενείς τάφρους που έχουν σχηματιστεί στο χώρο της Σερβομακεδονικής κατά γενική διεύθυνση Α-Δ, όσο και σε σχέση με τα δύο όρια της, το

Ανατολικό με τη Ροδόπη που αποτελεί τη γνωστή «τεκτονική γραμμή Στρυμώνα» και το Δυτικό όριο με την Περιροδοπική ζώνη που εκτείνεται από τα Ελληνοσκοπιανά σύνορα μέχρι τη Μυγδονία λεκάνη και το Βόρειο Αιγαίο. Τα δύο αυτά όρια της Σερβομακεδονικής αποτελούν ίσως τις κύριες γραμμές «ευαισθησίας» του φλοιού στη περιοχή και καθιστούν τη Σερβομακεδονική την πλέον ενεργή σεισμοτεκτονικά ζώνη στο Βόρειο Ελλαδικό χώρο.
Η ανάπτυξη του βυθίσματος απορρέει από αριστερόστροφες κινήσεις ΒΔ-ΝΑ διευθύνσεως που στρέφουν τη ζώνη ρηγμάτωσης. Κάποιο συγγραφείς προτείνουν τη ζώνη ως αποκομμένη από την τάφρο του Βορείου Αιγαίου (τη συνέχεια του ρήγματος της Β. Ανατολίας στο Αιγαίο), καθώς οι τάσεις είναι κυρίως εφελκυστικές με εφελκυσμό Β-Ν (Pavlides et al. 1990).

1.3 ΤΑ ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΡΗΓΜΑΤΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Τα κυριότερα από τα ρήγματα που περιγράφονται στην παράγραφο αυτή παρουσιάζονται στο σχήμα 1.4



Σχήμα 1.4: Μορφολογικός χάρτης της περιοχής μελέτης με τα σημαντικότερα ρήγματα. Με κόκκινο χρώμα εμφανίζονται τα κύρια ρήγματα (Tranos et al., 2003), με μαύρες συνεχείς γραμμές οι προεκτάσεις των κυρίων ρηγμάτων και με μαύρες στικτές, οι πιθανές προεκτάσεις αυτών (Τρανός, 1998)

1.3.1 ΡΗΓΜΑΤΑ ΔΙΕΥΘΥΝΣΗΣ Α-Δ

Η παράταξη των ρηγμάτων αυτών παρουσιάζει γεωμετρικά μια διακύμανση από ΔΒΔ-ΑΝΑ έως ΑΒΑ-ΔΝΔ, η οποία οφείλεται στο ότι αποτελούν συνενώσεις ή ενοποιήσεις προϋπαρχόντων ρηξιγενών γραμμών σ' αυτές τις διευθύνσεις, οι οποίες τείνουν να προσανατολιστούν εγκάρσια ως προς το σύγχρονο εντατικό πεδίο. Ακόμη κινηματικά παρουσιάζουν μια σημαντική ιδιαιτερότητα, η οποία προκύπτει από το γεγονός ότι εμφανίζονται ρήγματα με γενική διεύθυνση Α-Δ να λειτουργούν είτε ως αριστερόστροφα πλαγιοκανονικά ρήγματα είτε ως δεξιόστροφα πλαγιοκανονικά ρήγματα. Και στις δύο περιπτώσεις τα ρήγματα είναι συμβατά με το σύγχρονο εντατικό πεδίο, ωστόσο, προσδιορίζουν μέγιστη έκταση σε γενική διεύθυνση Β-Ν, όμως με μεγάλη διακύμανση.

1.3.1.1 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΡΗΞΙΓΕΝΗΣ ΖΩΝΗ ΒΟΛΒΗΣ

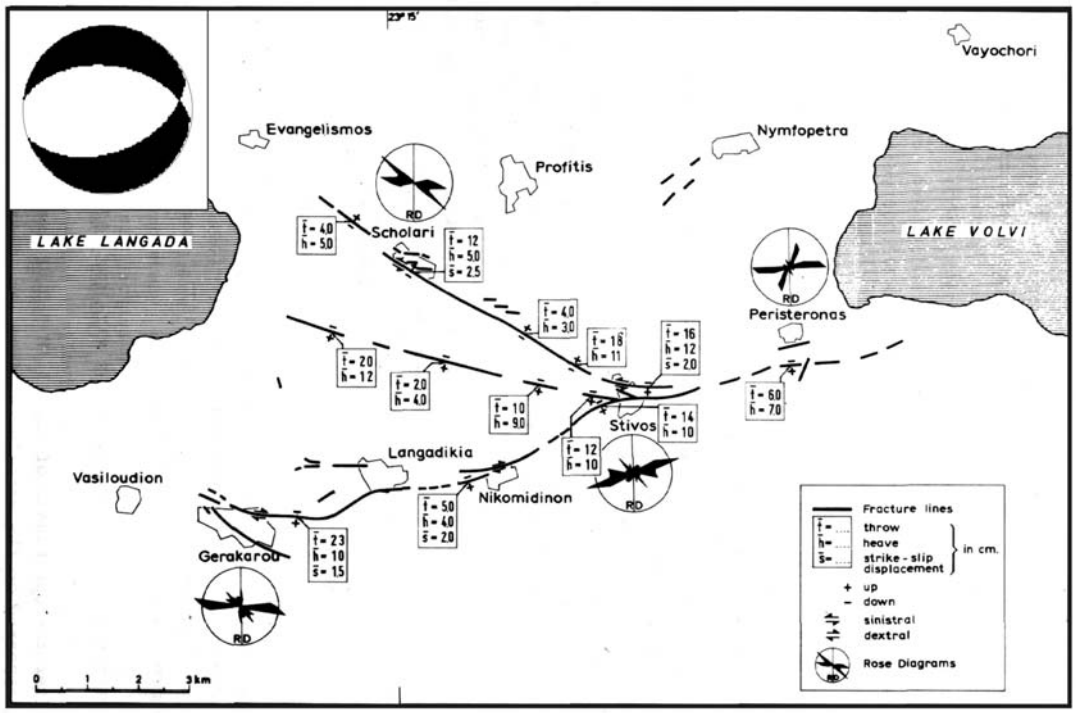
Η πιο σημαντική ρηξιγενής ζώνη που δεσπόζει στο χώρο της Κεντρικής Μακεδονίας, είναι αυτή που δημιούργησε και οριοθετεί τη νότια πλευρά του βυθίσματος της Μυγδονίας λεκάνης. Εμφανίζει μια σύνθετη γεωμετρική εικόνα με ρήγματα ή τμήματα ρηγμάτων γενικής διεύθυνσης Α-Δ, τα οποία όμως συνεχίζονται σε ΒΑ-ΝΔ και ΒΔ-ΝΑ λόγω του ότι ορισμένα τμήματα τους αποτελούν επαναδραστηριοποιήσεις προϋπαρχουσών ρηξιγενών δομών.
Η ζώνη Βόλβης παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον, γιατί τμήματα ρηγμάτων αυτής προκάλεσαν τη σεισμική ακολουθία της Θεσσαλονίκης το 1978 (Papazachos et al., 1979a, b), ενώ και ιστορικοί σεισμοί προσδιορίζονται κατά μήκος της ζώνης αυτής (Παπαζάχος & Παπαζάχου, 1997). Στη ζώνη αυτή που έχει μήκος περίπου 70km μπορούν να συμπεριληφθούν διάφορα τμήματα ρηγμάτων, όπως το ρήγμα Μελισσοχωρίου, το ρήγμα Λητής-Λαγυνών-Αγ. Βασιλείου, το ρήγμα Γερακαρούς-Νικομηδινού-Στίβου-Περιστερώνα, το ρήγμα Λουτρών Βόλβης–Απολλωνίας και το ρήγμα Νέας Μαδύτου.
Συνολικά το σύστημα αυτό των ρηγμάτων περιλαμβάνει τα ακόλουθα τμήματα ρηγμάτων:

1.3.1.1.1 ΡΗΓΜΑ ΓΕΡΑΚΑΡΟΥΣ-ΝΙΚΟΜΗΔΙΝΟΥ-ΣΤΙΒΟΥ-ΠΕΡΙΣΤΕΡΩΝΑ

Το τμήμα αυτό της ρηξιγενούς ζώνης έχει περιγραφεί σαν "Σεισμικό ρήγμα Γερακαρούς-Νικομηδινού-Στίβου-Περιστερώνα" γιατί αυτό προκάλεσε τον μεγάλο σεισμό της Θεσσαλονίκης το 1978 (Papazachos et al. 1979a, b)

Η γενική διεύθυνση του σεισμικού ρήγματος είναι ΑΒΑ-ΔΝΔ και κλίνει προς τα Βόρεια (σχ. 1.5). Επιφανειακά εμφανίζει μεγάλες γωνίες κλίσης (75°-85°) προς Βορρά, σταδιακά με το βάθος όμως η κλίση του μειώνεται λαμβάνοντας ως και την τιμή των 35°, όπως έχει διαπιστωθεί από τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών. Για το λόγο αυτό συμπεραίνουμε ότι πρόκειται για λιστρωτού τύπου ρήγμα (listric fault).

Το ρήγμα εντοπίζεται σε πολλά σημεία στο ύπαιθρο, ενώ είναι ευδιάκριτο στις δορυφορικές εικόνες και στις αεροφωτογραφίες. Στα Πλειστοκαινικά ιζήματα παρατηρούνται επιπλέον δυο κλάδοι ρηγμάτων παρόμοιας γενικά γεωμετρίας με το κύριο ρήγμα. Οι κατοπτρικές ρηξιγενείς επιφάνειες κατά μήκος του ρήγματος δεν είναι γενικά πολλές γιατί έχουν εξομαλυνθεί από τη διάβρωση των χαλαρών ιζημάτων.



Σχήμα 1.5: Το σεισμικό ρήγμα Γερακαρού-Στίβος-Νικομηδινό-Περιστερώνας και οι σεισμικές διαρρήξεις που προκλήθηκαν με το σεισμό της Θεσσαλονίκης 1978 (Papazachos et al. 1979a). Στο πλαίσιο πάνω αριστερά ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού της 20 Ιουνίου 1978 (από Soufleris & Stewart, 1981).

Με τη σεισμική δράση του 1978 δημιουργήθηκαν επιφανειακά ίχνη του ρήγματος σε μήκος 15-18 km περίπου (Papazachos et al. 1979a, b; Mountrakis et al., 1983). Το μέγιστο επιφανειακό άλμα της νέας διάρρηξης εμφανίσθηκε στα χωριά Γερακαρού (23cm) και Στίβος (14cm), ενώ σε πολλές άλλες θέσεις μεταξύ Γερακαρούς-Περιστερώνα το άλμα κυμάνθηκε

μεταξύ 5-10cm. Δημιουργήθηκαν επίσης ανοίγματα 4-10cm, καθώς και μικρή δεξιόστροφη μετατόπιση (2cm περίπου) σε ένα σημείο στο χωριό Νικομηδινό.

Εκτός από τον κύριο σεισμό (M=6.5), με το ρήγμα αυτό συνδέεται γενικά ένας πολύ μεγάλος αριθμός μικροσεισμών (M=2.0-4.5), το σύνολο των οποίων έχει εστιακά βάθη 8-14km. Το συνολικό άλμα του γεωλογικού ρήγματος σε όλη τη διάρκεια του Τεταρτογενούς υπολογίζεται με βάση τις ιζηματολογικές ενδείξεις σε 250m.

1.3.1.1.2 ΡΗΓΜΑ ΛΟΥΤΡΩΝ ΒΟΛΒΗΣ-ΝΕΑΣ ΑΠΟΛΛΩΝΙΑΣ

Το ρήγμα αυτό αποτελεί την προς τα Ανατολικά συνέχεια του σεισμικού ρήγματος από τον Περιστερώνα προς την Απολλωνία δια μέσου των Λουτρών Βόλβης (Μουντράκης και συνεργάτες, 1996α, 1997α). Διαπιστώνεται τόσο στα πετρώματα του υποβάθρου, όσο και στα νέα ιζήματα, όπου αναγνωρίζεται είτε με μικρές ρηξιγενείς επιφάνειες, είτε με τεκτονικές αναβαθμίδες, είτε από τη γραμμική εμφάνιση χημικών ιζημάτων (τραβερτινών) κυρίως στην περιοχή βόρεια της Νέας Απολλωνίας.

Το ρήγμα έχει μήκος περίπου 10km, γενική διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ και μετάπτωση προς τα ΒΒΑ.

Η σύνδεση του ρήγματος αυτού με τις θερμές πηγές της Βόλβης διαπιστώνεται από το γεγονός ότι κατά μήκος του ρήγματος και συγκεκριμένα εκεί που διασταυρώνεται με δύο μικρότερα ρήγματα ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης, εκδηλώνονται θερμές πηγές. Το συνολικό άλμα του ενεργού ρήγματος Λουτρών Βόλβης-Απολλωνίας στο Τεταρτογενές θεωρείται ότι είναι ανάλογο με αυτό του ρήγματος Βόλβης, του οποίου άλλωστε αποτελεί τη συνέχεια και υπολογίζεται στα 250m.

1.3.1.1.3 ΕΝΕΡΓΟ ΡΗΓΜΑ ΝΕΑΣ ΜΑΔΥΤΟΥ

Αποτελεί μια συνεχή ρηξιγενή γραμμή γενικής διεύθυνσης Α-Δ που διέρχεται σε απόσταση ενός χιλιομέτρου νότια του χωριού της Νέας Απολλωνίας (Μουντράκης και συνεργάτες, 1994, 1995). Το δυτικότερο τμήμα του ρήγματος εντοπίζεται στα πετρώματα του υποβάθρου με διεύθυνση που κυμαίνεται από ΔΒΔ-ΑΝΑ μέχρι Α-Δ και είναι σχεδόν παράλληλο με το σεισμικό ρήγμα της Βόλβης. Το υπόλοιπο τμήμα διασχίζει εγκάρσια, με διεύθυνση περίπου Α-Δ την υπολεκάνη Νέας Απολλωνίας-Μαραθούσας και συνεχίζει στα Ανατολικά στο χωριό Νέα Μάδυτος όπου αποτελεί το κρασπεδικό (περιθωριακό) ρήγμα που χωρίζει το υπόβαθρο από τα νέα ιζήματα, πάντοτε με διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ και μετάπτωση προς Βορρά.

Έτσι στο σύνολο λαμβανόμενη η ρηξιγενής γραμμή Νέας Απολλωνίας-Νέας Μαδύτου-Ολυμπιάδας αποτελεί μια μεγάλου μήκους (30km) ρηξιγενή ζώνη, η οποία έχει όλα τα χαρακτηριστικά του μεγάλου ενεργού ρήγματος.

Μια σειρά μικροσεισμών μεταξύ των οποίων και ο σεισμός στις 19/02/1984 (M=5.2), συγκεντρώνεται στην ευρύτερη περιοχή του ρήγματος κυρίως στο βόρειο τμήμα του και συνδέονται τόσο με το ρήγμα αυτό, όσο πιθανώς και με μια σειρά παράλληλων μικρότερων ρηγμάτων.

Από τη συνέχεια των Νεογενών ιζημάτων της υπολεκάνης στην περιοχή ΝΔ της Νέας Απολλωνίας, υπολογίζεται ότι το άλμα του ρήγματος στο Τεταρτογενές είναι της τάξης των 5m, ενώ στο ανατολικό του άκρο όπου οριοθετεί τα νέα ιζήματα από το υπόβαθρο το άλμα εκτιμάται λίγο μεγαλύτερο.

1.3.1.1.4 ΡΗΓΜΑ ΑΣΒΕΣΤΟΧΩΡΙΟΥ-ΠΟΛΙΧΝΗΣ

Το ρήγμα εντοπίζεται κατά μήκος της κοιλάδας του Ασβεστοχωρίου με διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ (N120°) και μετάπτωση προς τα ΑΒΑ. Επηρεάζει κυρίως τους φυλλίτες και τους ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους της Περιροδοπικής ζώνης με ιδιαίτερα ευθύγραμμη ανάπτυξη σε μήκος περίπου 9.5km. Το ρήγμα πιθανά να συνεχίζεται και στις νέες (Πλειοκαινικές-Τεταρτογενείς) αποθέσεις στα βόρεια προάστια της Θεσσαλονίκης (Πολίχνη, Σταυρούπολη, Βόρεια του Εύοσμου και Νέου Κορδελιού) αποκτώντας συνολικό ορατό μήκος 15km περίπου.

Υπάρχουν πληροφορίες ότι το ρήγμα αυτό επαναδραστηριοποιήθηκε κατά το μεγάλο σεισμό της Θεσσαλονίκης το 1978 και δημιουργήθηκε σε κάποια θέση του στη περιοχή Πολίχνης σε Τεταρτογενείς αποθέσεις μικρή ρωγμή με άνοιγμα 1-2cm και μετάπτωση 10 cm αποτέλεσμα μιας αριστερόστροφης πλαγιοκανονικής κίνησης. Για το λόγο αυτό και για το ότι συνεχίζεται στα νέα ιζήματα θεωρείται ενεργό ρήγμα, ενώ θα μπορούσε να συνδεθεί και με μια σειρά μικροσεισμών που εμφανίζονται στην ευρύτερη περιοχή του ρήγματος. Είναι πιθανόν ότι το ρήγμα αυτό αποτελεί τη συνέχεια προς τα δυτικά ορισμένων ρηγμάτων στην περιοχή μεταξύ των χωριών Ασβεστοχωρίου-Χορτιάτη-Γερακαρούς με πιθανή έμμεση σύνδεση με το ρήγμα Γερακαρούς-Νικομηδινού-Στίβου-Περιστερώνα (Tranos et al., 2003).

Το ρήγμα Ασβεστοχωρίου-Πολίχνης εμφανίζει κινηματική αριστερόστροφου πλαγιοκανονικού ρήγματος που συμφωνεί με το μηχανισμό γένεσης του σεισμού της 20^{ης} Ιουνίου 1978, αλλά και της κινηματικής που χαρακτηρίζει γενικότερα τα ΔΒΔ-ΑΝΑ διεύθυνσης ρήγματα της περιοχής.

1.3.1.1.5 ΡΗΓΜΑ ΜΕΛΙΣΣΟΧΩΡΙΟΥ-ΛΗΤΗΣ

Το ρήγμα αυτό με διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ και μετάπτωση προς τα ΒΒΑ είναι παράλληλο προς το ρήγμα Ασβεστοχωρίου-Γερακαρούς και οριοθετεί το πεδινό τμήμα του Κιλκίς ή του προ-Μυγδονιακού συστήματος προς τα δυτικά (Μουντράκης και συνεργάτες, 1996β, 1997β). Το μήκος του εκτιμάται στα 4km περίπου και εμφανίζει παρόμοια μορφοτεκτονικά στοιχεία με αυτά του ρήγματος Λητής-Αγ. Βασιλείου. Για τους παραπάνω λόγους το ρήγμα θεωρείται πιθανό ενεργό.

1.3.1.2 ΣΕΙΣΜΙΚΟ ΡΗΓΜΑ ΣΟΧΟΥ

Αποτελεί μια μεγάλου μήκους συνεχή ρηξιγενή γραμμή γενικής διεύθυνσης Α-Δ έως ΑΒΑ-ΔΝΔ που διέρχεται από τα χωριά Σοχός-Αυγή-Κρυονέρι-Πέντε Βρύσες και είναι πιθανή η συνέχεια του προς τα Ανατολικά στο χωριό Μαυρούδα στη βόρεια πλευρά της Βρωμολίμνης. Το συνολικό του μήκος μαζί με την πιθανή προέκταση προς τη Μαυρούδα δυνατόν να φθάνει τα 35km (Μουντράκης και συνεργάτες, 1996α, 1997α). Στον χώρο του Σοχού το ρήγμα υποβιβάζει τον ορεινό όγκο του Βερτίσκου. Πρόκειται για τυπικό κανονικό ρήγμα με εντυπωσιακή μετάπτωση προς Νότο. Το μεγαλύτερο του ορατό άλμα παρατηρείται στην περιοχή των χωριών Σοχού και Αυγής. Το δυτικό τμήμα του ρήγματος, δυτικά του Κρυονερίου, παρουσιάζεται με συνεχώς μειούμενο ορατό άλμα μέχρι σχεδόν οριστικής εξαφάνισης του μεταξύ του χωριού Πέντε Βρύσες και ρέματος Μπογδάνου. Μια περαιτέρω προς τα δυτικά συνέχεια του μέσα (εγκάρσια) στη λεκάνη Λαγκαδά θεωρείται πιθανή χωρίς όμως να υπάρχουν συγκεκριμένες παρατηρήσεις.

Το ρήγμα Σοχού παρουσιάζει γραμμώσεις τεκτονικής ολίσθησης που δείχνουν κανονική κίνηση. Το γεγονός ότι η κινηματική του ρήγματος είναι παρόμοια με αυτήν που παρουσιάζουν τα υπόλοιπα ενεργά και σεισμικά ρήγματα της ευρύτερης περιοχής, δηλαδή κύρια διεύθυνση εφελκυσμού Β-Ν, καθώς και η πιθανή συσχέτιση του ρήγματος με το σεισμό του 1932 μεγέθους Ms=6.2 (συντεταγμένες 40.8°N - 23.3°E), ο οποίος είχε μακροσεισμικό επίκεντρο το χωριό του Σοχού υποδηλώνει ότι το ρήγμα αυτό μπορεί να χαρακτηριστεί ως ενεργό σεισμικό ρήγμα.

1.3.1.3 ΡΗΞΙΓΕΝΗΣ ΖΩΝΗ ΑΝΘΕΜΟΥΝΤΑ

Η ρηξιγενής ζώνη Ανθεμούντα με διεύθυνση Α-Δ έως ΔΒΔ-ΑΝΑ εντοπίζεται σε απόσταση 30km περίπου Ν-ΝΑ της πόλης Θεσσαλονίκης και διαμορφώνει το τεκτονικό βύθισμα του Ανθεμούντα από το Μεγάλο Εμβολο μέχρι και νότια από το χωριό Αγ. Πρόδρομος (Μουντράκης και συνεργάτες, 1996α,β; 1997α, β). Πρόκειται για ένα κανονικό τυπικό κρασπεδικό ρήγμα μήκους περίπου 40km, το οποίο κλίνει με μεγάλες γωνίες κλίσης προς τα Βόρεια. Αποτελεί μια σημαντική ρηξιγενή γραμμή που είναι εντυπωσιακά εμφανής στις δορυφορικές εικόνες και στις αεροφωτογραφίες. Έχει δημιουργήσει χαρακτηριστικές τεκτονικές αναβαθμίδες, ιδιαίτερα στις θέσεις Μεγάλο Έμβολο, Αγία Τριάδα και Περαία επηρεάζοντας έντονα το γενικότερο μορφοανάγλυφο της περιοχής, και έχει δημιουργήσει επίσης μια σειρά από μικρορήγματα που παρατηρούνται κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης.
Το ρήγμα έχει εντοπιστεί σε βάθος και από τις γεωηλεκτρικές διασκοπήσεις που έγιναν σε ορισμένες θέσεις, ενώ σε παράλληλες ρηξιγενείς επιφάνειες προς την κύρια ρηξιγενή επιφάνεια χαρακτηρίζεται από σχεδόν κατακόρυφες γραμμώσεις τεκτονικής ολίσθησης, οι οποίες χαρακτηρίζουν κανονική κίνηση. Επιπλέον, υπάρχουν βάσιμες ενδείξεις ότι συνδέεται με μια σειρά σεισμικών δονήσεων μικρού και μεσαίου μεγέθους που συνέβησαν στην περιοχή το Φθινόπωρο του 1988.
Ιδιαίτερα σημαντικό είναι το γεγονός ότι το ρήγμα μπορεί να προεκτείνεται δυτικότερα στο θαλάσσιο χώρο του κόλπου της Θεσσαλονίκης αποκτώντας σημαντικά μεγαλύτερο μήκος. Εάν όντως ισχύει αυτό, λαμβάνοντας υπ'όψιν ότι το ρήγμα χαρακτηρίζεται ως ενεργό και το ότι η κλίση του ρήγματος Ανθεμούντα είναι προς το Βορρά. Το συνολικό άλμα του γεωλογικού ρήγματος του Ανθεμούντα στη διάρκεια του Τεταρτογενούς με βάση τις ιζηματολογικές ενδείξεις υπολογίζεται για την ηπειρωτική περιοχή της κοιλάδας του Ανθεμούντα σε 200m, ενώ για τη θαλάσσια περιοχή του κόλπου της Θεσσαλονίκης δεν μπορεί να προσδιοριστεί.

1.3.2 ΡΗΓΜΑΤΑ ΔΙΕΥΘΥΝΣΗΣ ΒΔ-ΝΑ

Τα ρήγματα ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης φαίνονται να έχουν σχηματίσει και διαμορφώσει στο σύνολό τους τις μεγάλες Νεογενείς λεκάνες που αναγνωρίζονται στο χώρο της Κεντρικής Μακεδονίας, όπως είναι η λεκάνη Λαγκαδά, κ.ά. Αναλυτικότερα έχουμε:

1.3.2.1 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΡΗΞΙΓΕΝΗΣ ΖΩΝΗ ΣΧΟΛΑΡΙΟΥ-ΑΝΑΛΗΨΗΣ-ΑΣΣΗΡΟΥ

Πρόκειται ουσιαστικά για τη μεγάλη ρηξιγενή ζώνη συνολικού μήκους πάνω από 30km, η οποία οριοθετεί τη βορειοανατολική πλευρά του βυθίσματος Λαγκαδά από το χωριό Σχολάρι μέχρι την Άσσηρο. Τμήμα της ρηξιγενούς αυτής ζώνης που περιγράφεται ως το Σεισμικό ρήγμα Σχολαρίου (Papazachos et al., 1979; Mountrakis et al., 1983) ενεργοποιήθηκε στο σεισμό της Θεσσαλονίκης το 1978 σαν ένας κλάδος του συστήματος ρηγμάτων με επιφανειακά ίχνη ανάμεσα στα χωριά Ευαγγελισμός-Σχολάρι-Στίβος.

Η γενική διεύθυνση του ρήγματος παρουσιάζεται ΒΔ-ΝΑ (περίπου Ν128°) με μετάπτωση προς τα ΝΔ και σημαντική αριστερόστροφη συνιστώσα, όπως διαπιστώθηκε από την επιφανειακή διάρρηξη του σεισμού του 1978, αλλά και από τις γραμμώσεις τεκτονικής ολίσθησης που καταγράφηκαν κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης. Το συνολικό μήκος του σεισμικού ρήγματος, δηλαδή το μήκος της επιφανειακής διάρρηξης στο σεισμό, υπολογίσθηκε στα 8km, ενώ στις αεροφωτογραφίες και στο ύπαιθρο το ρήγμα φαίνεται ως μια ευθύγραμμη τεκτονική αναβαθμίδα κατά μήκος της λεκάνης Λαγκαδά παρά το χωριό Ευαγγελισμός.

Αντίθετα, το τμήμα του ρήγματος που διασχίζει το βύθισμα της Μυγδονίας μεταξύ των δύο λιμνών και κατευθύνεται προς το χωριό Στίβος δεν είναι ορατό σήμερα εκτός από μια τεκτονική αναβαθμίδα στο χωριό Σχολάρι. Με το σεισμό του 1978 το ρήγμα παρουσίασε μέγιστο επιφανειακό άλμα 25cm, άνοιγμα από 2 έως 16cm και ορατή αριστερόστροφη μετατόπιση 2-3cm σε πολλά σημεία, ιδιαίτερα όμως μέσα στο χωριό Σχολάρι. Πολλοί μικροσεισμοί που καταγράφονται ακόμη και σήμερα υποδηλώνουν ότι το ρήγμα εξακολουθεί να παραμένει σεισμικά ενεργό και δίνει πολλούς μικροσεισμούς.

Η συνέχεια του σεισμικού ρήγματος προς τα ΒΔ είναι ένα ευθύγραμμο ρήγμα που οριοθετεί το βύθισμα του Λαγκαδά στη βορειοανατολική του πλευρά και είναι το τμήμα ρήγματος Ανάληψης-Ασσήρου. Έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ (130°-150°) και μήκος 20km. Ωστόσο, για το τμήμα αυτό δεν έχουμε στοιχεία για συγκεκριμένη σεισμική δράση σε ιστορικούς χρόνους. Στο ύπαιθρο η ρηξιγενής του επιφάνεια είναι ορατή σε αρκετές θέσεις όπως λόγου χάρη, στο τμήμα Ανάληψης-Ευαγγελισμού. Ανατολικά της Ασσήρου ανιχνεύεται μέσα στα Τεταρτογενή ιζήματα. Το τμήμα αυτό χαρακτηρίζεται ως ενεργό τμήμα ρήγματος και αποτελεί τη συνέχεια του σεισμικού ρήγματος Σχολαρίου. Επίσης στην ευρύτερη περιοχή του ρήγματος βρίσκεται μια σειρά επικέντρων μικροσεισμων με μικρό βαθμό συσχέτισης με το ρήγμα και το επίκεντρο του μεγάλου σεισμού της Ασσήρου στις 05/07/1902, M=6.6 (ένταση IX), το οποίο όμως δεν είναι με ακρίβεια προσδιορισμένο εκείνη την εποχή ούτε υπάρχουν περιγραφές ή άλλα

στοιχεία για εμφάνιση διαρρήξεων κατά τη σεισμική δράση του 1902. Για τους λόγους αυτούς υπάρχουν αμφιβολίες για την άμεση σύνδεση του ρήγματος αυτού με το μεγάλο σεισμό της Ασσήρου.

1.3.2.2 ΡΗΓΜΑ ΛΗΤΗΣ-ΛΑΓΥΝΩΝ-ΑΓΙΟΥ ΒΑΣΙΛΕΙΟΥ-ΒΑΣΙΛΟΥΔΙΟΥ

Πρόκειται για το τμήμα ρήγματος που είναι η συνέχεια προς τα Δυτικά-Βορειοδυτικά του σεισμικού ρήγματος Γερακαρούς-Νικομηδινού-Στίβου-Περιστερώνα (Μουντράκης και συνεργάτες, 1996α, 1997α). Εμφανίζει ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση και τοποθετείται στο νότιο τμήμα της λίμνης Κορώνειας (Αγ. Βασιλείου) αποκτώντας μήκος που ξεπερνά τα 20km, ενώ φαίνεται ότι αρχικά συνέχιζε προς τα ΝΑ στο χώρο των Σανών-Ζαγκλιβερίου διαμορφώνοντας τις ΒΑ παρυφές του ορεινού όγκου Χορτιάτη. Είναι ευδιάκριτο στις δορυφορικές εικόνες σαν μια ζώνη ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης που αποτελείται από δύο με παρόμοια διεύθυνση κλάδους ρηγμάτων με μετάπτωση προς τα ΒΑ. Ο κύριος και μεγαλύτερος κλάδος Λητής-Λαγυνών-Αγ. Βασιλείου έχει μήκος 15km περίπου και ο μικρότερος κλάδος Βασιλουδίου περίπου 6km. Ο τελευταίος έχει θεωρηθεί συνέχεια του σεισμικού ρήγματος Γερακαρούς-Νικομηδινού-Στίβου-Περιστερώνα. Παράλληλα και νοτιοδυτικότερα προς το κλάδο Λητής-Λαγυνών-Αγ. Βασιλείου αναγνωρίζεται ένας παράλληλος κλάδος, ο οποίος εντοπίζεται αποκλειστικά μέσα στα πετρώματα του υποβάθρου και οι τριγωνικές επιφάνειες είναι σημαντικά πιο διαβρωμένες από αυτές του κύριου, προς τη λεκάνη, κλάδου.
Παρ' όλο ότι το ρήγμα Λητής–Λαγυνών-Αγ. Βασιλείου-Βασιλουδίου είναι αναμφισβήτητα ενεργό αφού εντάσσεται στο πλέγμα των ενεργών ρηγμάτων της Μυγδονίας λεκάνης εντούτοις δεν έχουμε στοιχεία για συγκεκριμένη σεισμική δράση σε ιστορικούς χρόνους κατά μήκος αυτού. Το συνολικό άλμα του γεωλογικού ρήγματος στη διάρκεια του Τεταρτογενούς με βάση τις ιζηματολογικές ενδείξεις υπολογίζεται σε 220m.

1.3.3 ΡΗΓΜΑΤΑ ΔΙΕΥΘΥΝΣΗΣ ΒΑ-ΝΔ

Στην ευρύτερη περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης, τα ρήγματα ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης δεν αναγνωρίζονται εύκολα. Μάλιστα, ενώ ο σχηματισμός στενών μικρών ή μεγαλύτερων λεκανών, κοιλάδων και γενικών μορφολογικών υφέσεων πληρωμένων με Νεογενή ή Τεταρτογενή ιζήματα σε ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση δείχνουν ότι ο ρηξιγενής ιστός περιλαμβάνει

ρήγματα ή ρηξιγενείς ζώνες ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης και μεγέθους πολλών χιλιομέτρων, η κάλυψη του προαλπικού και αλπικού υποβάθρου από τα Νεογενή και Τεταρτογενή ιζήματα δεν επιτρέπει την ανίχνευση των ιχνών τους παρά μόνο σε μικρά τμήματα.

1.3.3.1 ΡΗΓΜΑ ΠΑΛΑΙΟΧΩΡΙΟΥ-ΝΕΟΧΩΡΙΟΥ

Το ρήγμα αυτό με ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση και μετάπτωση προς τα ΒΔ εμφανίζει συνεχές ευθύγραμμο ίχνος μήκους 9km περίπου και διαμορφώνει τη στενή κοιλάδα Παλαιοχωρίου-Νεοχωρίου, η οποία πληρούται με Τεταρτογενή χερσοποτάμια ιζήματα.

Το ρήγμα, στο μεγαλύτερό του τμήμα, διακόπτει τα γνευσιακά πετρώματα της Σερβομακεδονικής μάζας και έχει συνδεθεί με τον πρόσφατο σεισμό της Αρναίας που συνέβη στις 04/05/1995 με μέγεθος Mw=5.8.

Στα κυριότερα από τα ρήγματα που περιγράφηκαν παραπάνω έχουν μετρηθεί και υπολογιστεί αντιπροσωπευτικές γραμμώσεις τεκτονικής ολίσθησης που εκφράζουν την κινηματική κάθε ρήγματος (Μουντράκης και συνεργάτες, 2003). Οι μέσες τιμές για τους κινηματικούς άξονες συμπίεσης P και εφελκυσμού T που χαρακτηρίζουν τα κυριότερα ρήγματα στο μεγαλύτερο μέρος τους, παρουσιάζονται στον πίνακα 1.1. στον ίδιο πίνακα σημειώνεται και μια αντιπροσωπευτική θέση στην οποία θα ήταν ασφαλές να πούμε ότι οι τιμές για τους κινηματικούς άξονες μπορούν να είναι πραγματικές.

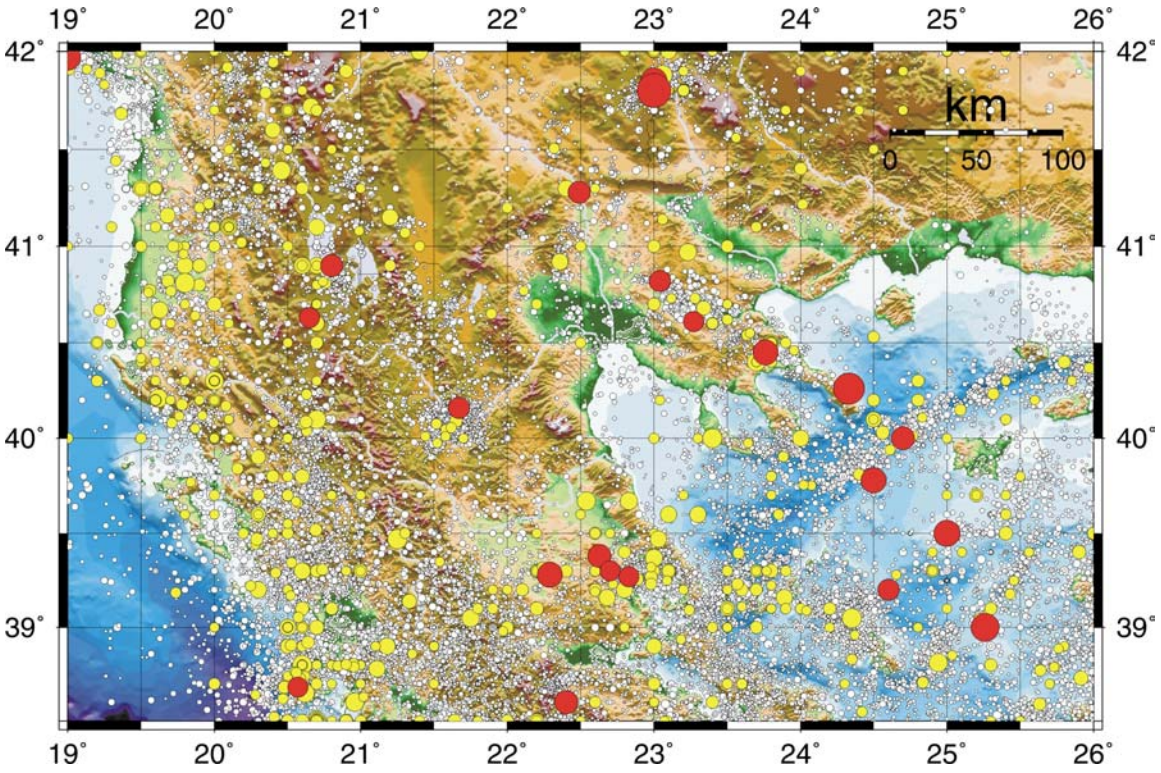
Πίνακας 1.1: Αντιπροσωπευτικές τιμές των κινηματικών αξόνων συμπίεσης και εφελκυσμού (P και T) για καθένα από τα κυριότερα ρήγματα που περιγράφηκαν. Οι συντεταγμένες που συνοδεύουν τα δεδομένα ορίζουν μια αντιπροσωπευτική θέση του ρήγματος που ικανοποιεί τις τιμές των αξόνων. (Μουντράκης και συνεργάτες, 2003)

A/A	ΡΗΓΜΑ	LAT	LON	Paz	Pdp	Taz	Tdp
1	Γερακαρούς-Νικομηδινού-Στίβου-Περιστερώνα	40.630	23.265	62	76	150	7
2	Βόλβης-Νεάς Απολλωνίας	40.655	23.420	268	71	10	4
3	Ασβερτοχωρίου-Πολίχνης	40.630	23.015	281	67	19	4
4	Θεσσαλονίκης-Γερακαρούς- (κεντρικό τμήμα)	40.615	23.130	55	6	353	6
5	Ανθεμούντα	40.495	22.960	6	86	186	4
6	Σχολαρίου-Ανάληψης-Ασσήρου	40.705	23.200	91	43	198	17

1.4 ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

1.4.1 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΔΡΑΣΗ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΚΑΤΑ ΤΟΝ 20^{Ο} ΑΙΩΝΑ.

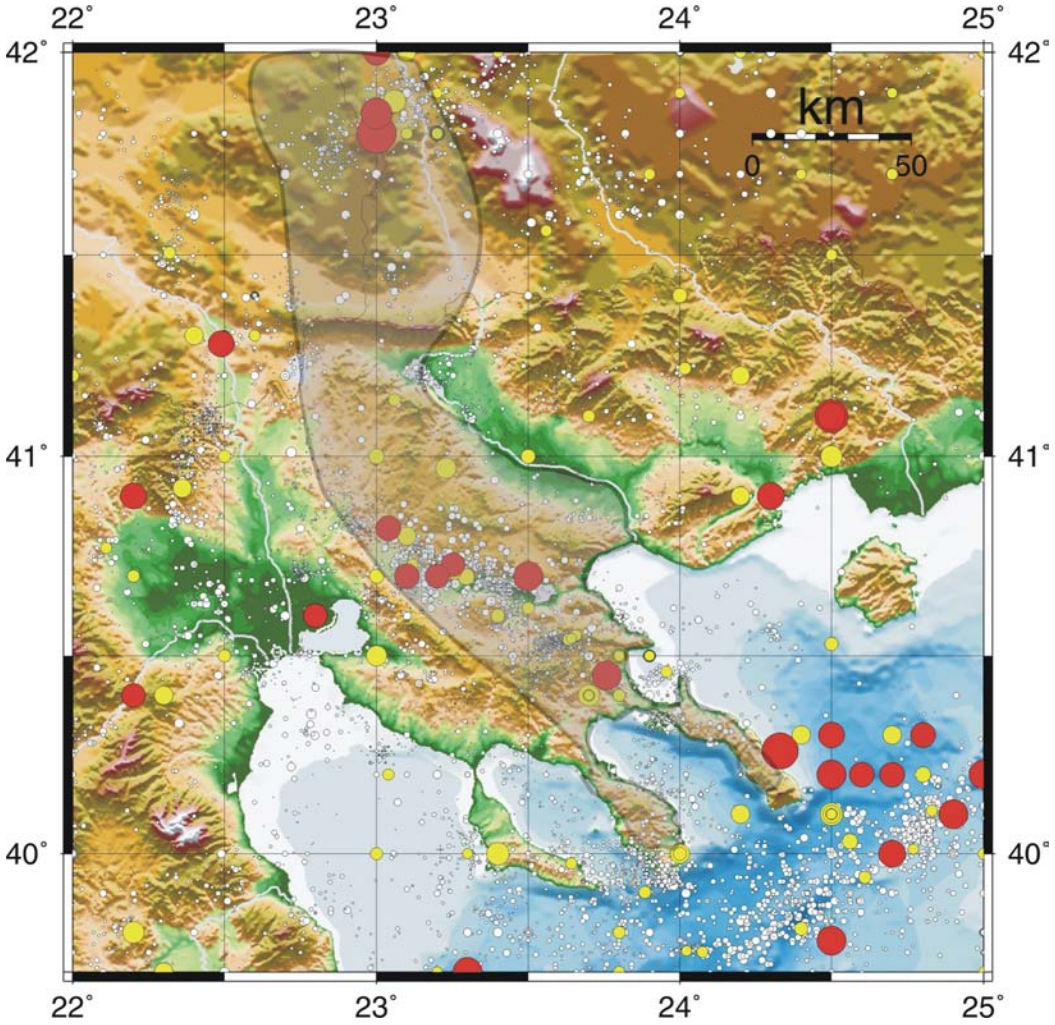
Η Ελλάδα εμφανίζει έντονη σεισμικότητα που χαρακτηρίζεται ως η υψηλότερη σε ολόκληρο τον Ευρωπαϊκό χώρο. Μια εικόνα της κατανομής των επικέντρων σε όλη την έκταση του Βόρειου Ελληνικού χώρου σκιαγραφεί ορισμένες περιοχές έντονων μορφοτεκτονικών χαρακτηριστικών που συνδέονται με υψηλή σεισμική δραστηριότητα. Ως τέτοιες περιοχές αναγνωρίζονται στον χάρτη (σχ. 1.6) η τάφρος του Βορείου Αιγαίου, η περιοχή Λευκάδας-Κεφαλονιάς-Ζακύνθου, η ρηξιγενής ζώνη του Αλμυρού (Α. Θεσσαλία), η περιοχή της Κοζάνης, αλλά και η ευρύτερη περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης. Τόσο το πλήθος, όσο και τα μεγέθη των σεισμών που έλαβαν χώρα τον 20^{ο} αιώνα στις περιοχές αυτές είναι ικανά να καθορίσουν τις κυριότερες σεισμοτεκτονικές ζώνες στο Βόρειο Ελληνικό χώρο.



Σχήμα 1.6: Χάρτης των επικέντρων των σεισμών που σημειώθηκαν στον Βόρειο Ελληνικό χώρο για το χρονικό διάστημα 1900-2002 με μέγεθος M≥3.0. Με κίτρινο χρώμα διακρίνονται τα επίκεντρα των σεισμών με μέγεθος 5.0≤M<6.5 και με κόκκινο εκείνα για μεγέθη M≥6.5.

Η ευρύτερη περιοχή της Σερβομακεδονικής είναι μία από τις περισσότερο σεισμικά ενεργές του Βορείου Ελληνικού χώρου και το γεγονός ότι πολύ κοντά της βρίσκεται η πόλη της Θεσσαλονίκης δημιουργεί ένα σημαντικό κοινωνικό-οικονομικό πρόβλημα. Η αναγνώριση της υψηλής σεισμικότητας της Σερβομακεδονικής ζώνης έγινε κατά τη μελέτη του σεισμού της 20^{ης} Ιουνίου 1978 (Papazachos et al. 1979a, b). Η υψηλή σεισμική δράση της Σερβομακεδονικής ζώνης συνδέεται άμεσα με το σύνολο των τεκτονικών βυθισμάτων της, όπως η Μυγδονία λεκάνη, που σχηματίστηκαν από την εφελκυστική φάση του Νεογενούς-Τεταρτογενούς, η οποία συνεχίζεται μέχρι και σήμερα.

Στο χάρτη του σχήματος 1.7 είναι σημειωμένα τα επίκεντρα όλων των σεισμών με M≥3.0 που έγιναν από τους ιστορικούς χρόνους μέχρι τις μέρες μας στην ευρύτερη περιοχή της Κεντρικής-Βορείου Ελλάδος. Όπως μπορούμε να παρατηρήσουμε, η κύρια σεισμική δράση εντοπίζεται στην περιοχή της Σερβομακεδονικής ζώνης (που εμφανίζεται σκιασμένη) με μια αξιοσημείωτη συγκέντρωση στην περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης. Οκτώ ισχυροί κύριοι σεισμοί με μέγεθος M≥6.5 έλαβαν χώρα στην περιοχή στον 20ο αιώνα εκ των οποίων οι δύο ισχυρότεροι ήταν επιφανειακοί και έγιναν στις 4 Απριλίου 1904 στην περιοχή της Cresna (ΝΔ Βουλγαρία) με μέγεθος M=7.6 και στις 8 Νοεμβρίου 1905 στο Άγιο Όρος με μέγεθος M=7.4.



Σχήμα 1.7: Σεισμοί του κεντρικού Βορειοελλαδικού χώρου και των γύρω περιοχών με M≥3.0 που έγιναν από τους ιστορικούς χρόνους μέχρι το τέλος του 2002. Με κίτρινο χρώμα διακρίνονται τα επίκεντρα των σεισμών με μέγεθος 5.0≤M<6.5 και με κόκκινο εκείνα για μεγέθη M≥6.5.

Η κύρια σεισμική δράση της Σερβομακεδονικής ζώνης κατά τον 20ο αιώνα μπορεί να διακριθεί σε τρεις διαφορετικές περιόδους (Papazachos et al.1979):

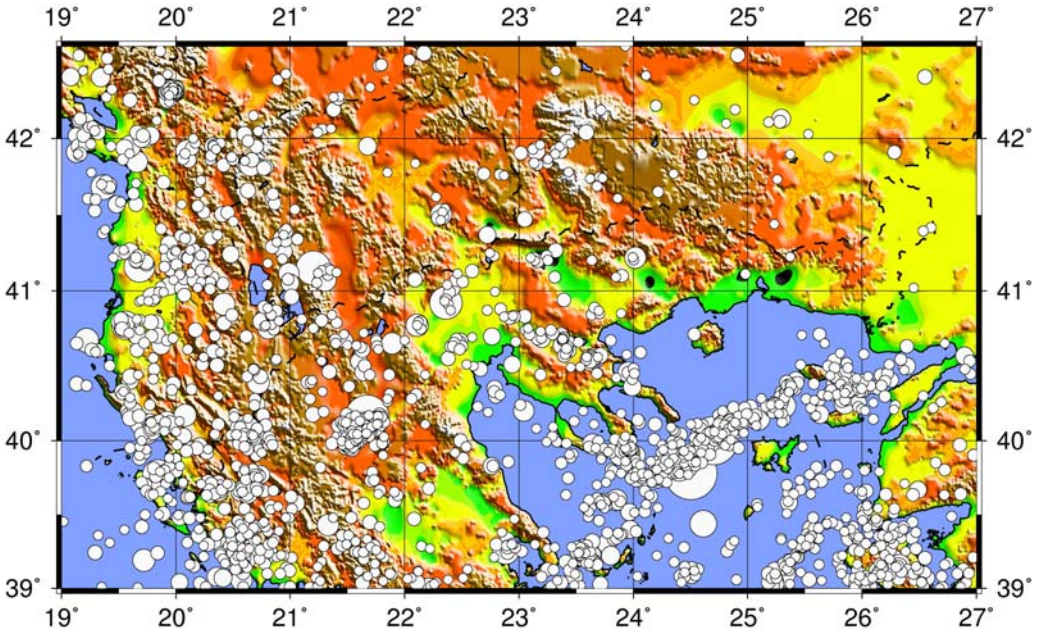
- Η πρώτη περίοδος ξεκινά με τον σεισμό της Ασσήρου στις 5 Ιουλίου 1902 με M=6.6. Η δράση συνεχίστηκε προς Βορρά το 1903 και το 1904 με τους σεισμούς της Νοτιοδυτικής Βουλγαρίας με μεγέθη έως M=7.6 και ολοκληρώθηκε το 1905 με το σεισμό του Αγίου Όρους (M=7.4).
- Η δεύτερη σεισμική περίοδος αρχίζει στις 27 και 28 Μαρτίου 1931 από την περιοχή Valandovo της Ν. Γιουγκοσλαβίας με δύο σεισμούς μεγέθους M=6.1 και M=6.6

αντίστοιχα, το 1932 και 1933 η δράση συνεχίζεται προς τα ΝΑ στην περιοχή Ιερισσού και Βόλβης με σεισμούς μεγέθους μέχρι M=6.9 με τους οποίους ολοκληρώθηκε και η δεύτερη περίοδος.

- Στις 20 Ιουνίου 1978 έγινε στη Μυγδονία λεκάνη ένας σεισμός με μέγεθος M=6.5. Ο σεισμός αυτός ήταν ο πρώτος που έγινε στη Σερβομακεδονική μάζα με μέγεθος M≥6.0 μετά από 45 χρόνια σχετικής σεισμικής ηρεμίας και ίσως αποτελεί την αρχή μιας νέας σεισμικής περιόδου, αν και στην περιοχή δεν υπάρχουν μέχρι σήμερα άλλοι σημαντικοί σεισμοί, με εξαίρεση αυτόν της Αρναίας (04/05/1995, Mw=5.8).

1.4.2 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΔΡΑΣΗ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΤΑ ΤΟ 1981.

Από το 1981 οπότε άρχισε η λειτουργία του τηλεμετρικού σεισμολογικού δικτύου του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. εξασφαλίστηκε η ακριβής καταγραφή των σεισμικών δονήσεων που προέρχονται από την ευρύτερη περιοχή του Βόρειου Ελληνικού χώρου και έγινε δυνατός ο ακριβής προσδιορισμός των παραμέτρων των εστιών τους. Τα δεδομένα που παράγονται από το δίκτυο αυτό είναι συνεχή, ακριβή και έχουν πληρότητα για σεισμούς με μεγέθη M≥2.6, (Σκορδύλης, 1985) Στο σχήμα 1.8 παρουσιάζεται η κατανομή της σεισμικότητας κατά το χρονικό διάστημα 1982-2001 με μεγέθη M≥4.0.



Σχήμα 1.8: Χάρτης των επικέντρων των σεισμών που σημειώθηκαν στον Βόρειο Ελληνικό χώρο για το χρονικό διάστημα 1982-2001 με μέγεθος M≥4.0.

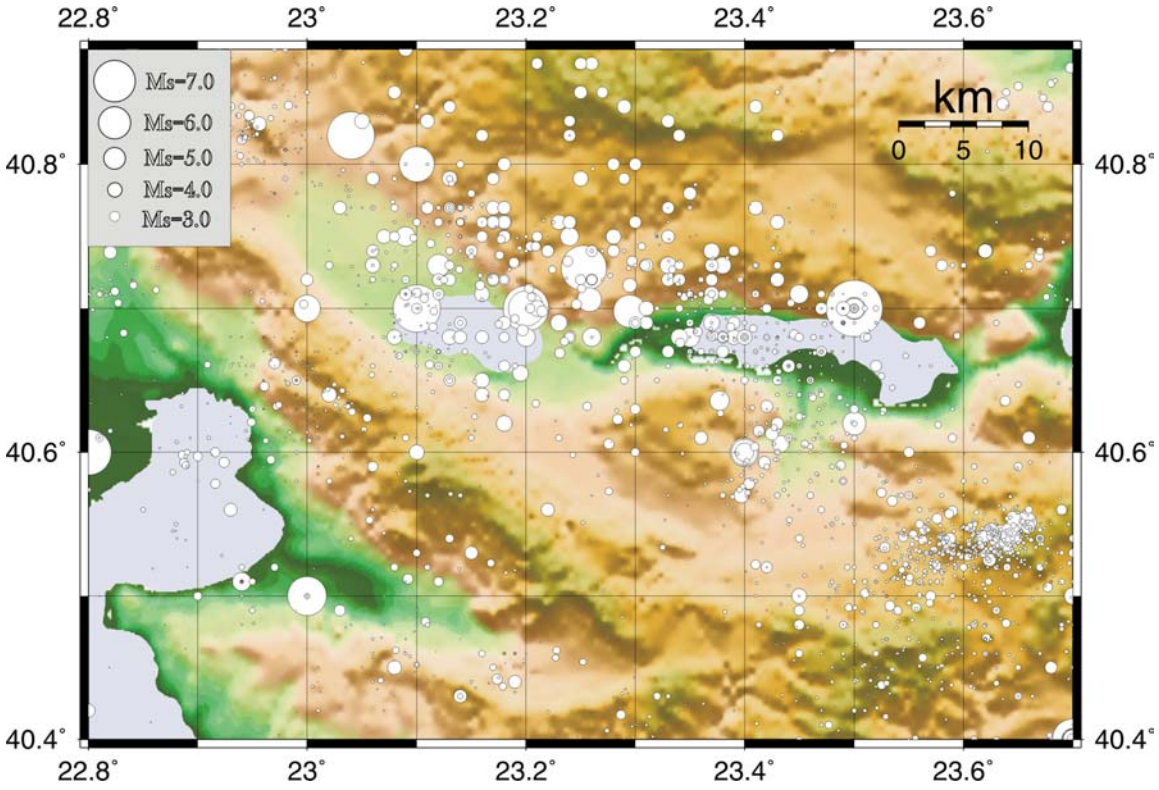
Από τη μελέτη της χωρικής κατανομής των δεδομένων αυτών μπορούν να προκύψουν χρήσιμα συμπεράσματα που αφορούν τη σεισμοτεκτονική συμπεριφορά της περιοχής αυτής, ανάλογα με εκείνα που εξήχθησαν για ολόκληρο τον 20^{ο} αιώνα. Έτσι μια πρώτη διαπίστωση είναι ότι υπάρχει έντονη σεισμική δράση σε ολόκληρο το βορειοελλαδικό χώρο, αν και εμφανίζονται και σημαντικές περιοχές με σχετική σεισμική «ησυχία». Η σεισμικότητα ελέγχεται από πολλές σεισμικές ακολουθίες οι οποίες έχουν συμβεί στο συγκεκριμένο χρονικό διάστημα (1982-2001), όπως αυτή του σεισμού της Κοζάνης (1995, M=6.5), αλλά και αρκετών που έγιναν πριν από το διάστημα αυτό όμως η μετασεισμική ακολουθία τους επεκτείνεται μέσα στην εικοσαετία 1982-2001, π.χ. για 20 χρόνια μετά από το σεισμό της 20^{ής} Ιουνίου 1978 (M=6.5 στην Μυγδονία λεκάνη). Η κατανομή των εστιακών βαθών των σεισμών που έγιναν στην περιοχή κατά το χρονικό διάστημα 1982-2001 έδειξε ότι αυτοί είναι επιφανειακοί με βάθη που κατά κύριο λόγο κυμαίνονται μεταξύ 5 και 15 km, ενώ το μέσο εστιακό βάθος είναι 9 km, κάτι που είχε διαφανεί από τα πρώτα χρόνια (Σκορδύλης 1985).

Στο σχήμα 1.8 η ακρίβεια των επικέντρων, τα οποία έχουν προσδιορισθεί χρησιμοποιώντας δεδομένα κυρίως του τηλεμετρικού σεισμολογικού δικτύου του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. (Papazachos et al., 2000), επιτρέπει την αναγνώριση πολλών σημαντικών γραμμικών συγκεντρώσεων των επικέντρων οι οποίες αντιστοιχούν σε κύρια ρήγματα-ρηξιγενείς ζώνες. Έτσι αναγνωρίζεται η Τάφρος του Β. Αιγαίου, το ρήγμα της Cresna, η ρηξιγενής ζώνη της Μυγδονίας λεκάνης και η συνέχειά της στην Αρναία και στο ρήγμα της Ιερισσού, καθώς και άλλες μικρότερες.

Εστιάζοντας στο κεντρικό τμήμα του Βόρειου Ελλαδικού χώρου μπορούμε να πούμε ότι η γεωγραφική κατανομή των επικέντρων των σεισμών που έγιναν στην περιοχή έδειξε ότι η κύρια συγκέντρωση της σεισμικής δράσης της περιοχής εντοπίζεται στην περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης γύρω από την περιοχή του ρήγματος που έδωσε το μεγάλο σεισμό στις 20 Ιουνίου 1978 (M=6.5). Άλλες, δευτερεύουσες συγκεντρώσεις επικέντρων παρατηρούνται στον κόλπο της Ιερισσού, στην είσοδο του κόλπου της Κασσάνδρας και στο Θερμαϊκό κόλπο. Η μελέτη της μικροσεισμικότητας ανέδειξε στην περιοχή ένα χώρο που εκτείνεται από τη Μυγδονία λεκάνη μέχρι τον κόλπο της Ιερισσού, με σχετικά υψηλή σεισμικότητα. Ο χώρος αυτός συγκεντρώνει μεγάλα ποσά σεισμικής ενέργειας, την οποία απελευθερώνει κατά χρονικά διαστήματα υπό μορφή μεγάλων σχετικά σεισμών. Μπορούμε δηλαδή να θεωρήσουμε ότι ο χώρος αυτός αποτελεί τη μεγαλύτερη πηγή σεισμικού κινδύνου για ολόκληρη την περιοχή (Scordilis et al., 1989).

Το σύνολο των σεισμών που εντοπίστηκαν στα στενά όρια της περιοχής μελέτης από ιστορικούς χρόνους μέχρι το τέλος του 2002 εμφανίζεται στο σχήμα 1.9. Από τη συγκέντρωση

των επικέντρων αναδεικνύονται και οι θέσεις των ρηξιγενών δομών που περιγράφηκαν προηγούμενα, ενώ εξάγονται και χρήσιμα συμπεράσματα για ζώνες διάρρηξης που δεν είναι ακόμα γνωστές από επιφανειακές εμφανίσεις.



Σχήμα 1.9: Χάρτης των επικέντρων των σεισμών που σημειώθηκαν στην περιοχή της Μυγδονίας για χρονικό διάστημα από το 550 π.Χ. μέχρι το 2002

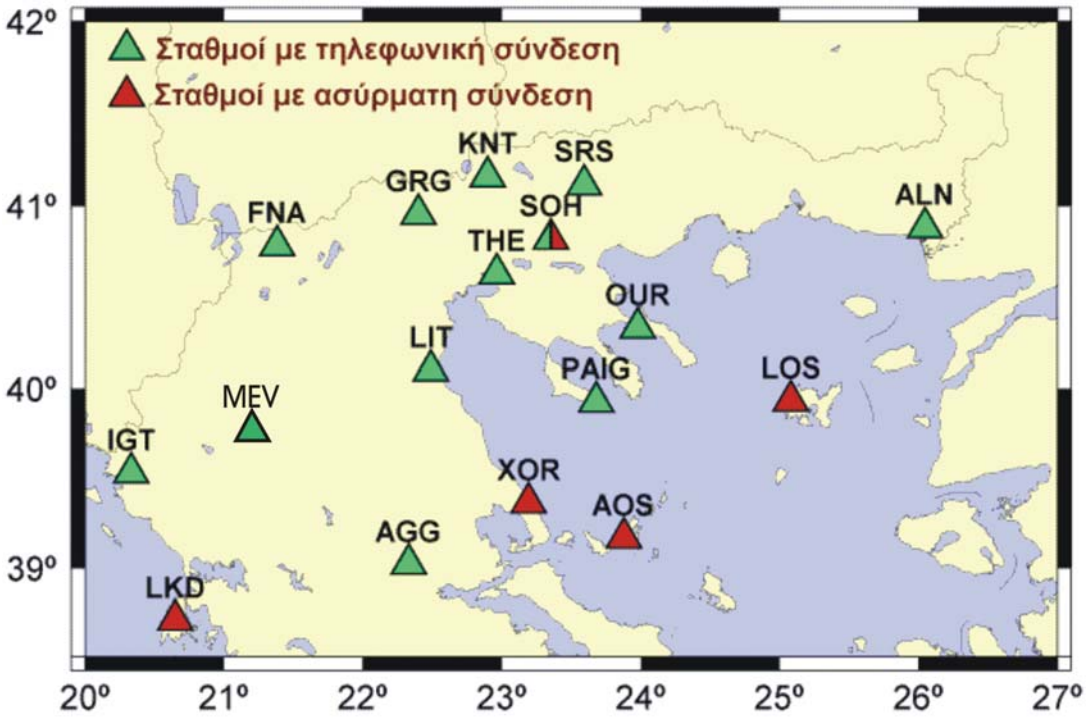
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

2 ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΟΥ ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΗΘΗΚΑΝ

Η συνεχής αύξηση του αριθμού των σταθμών του εθνικού δικτύου σεισμογράφων τα τελευταία 25 χρόνια έχει συμβάλλει σημαντικά στην ποιότητα και ποσότητα των δεδομένων που αφορούν σεισμούς στον Ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές. Στην κατεύθυνση αυτή σημαντική είναι η συμβολή του σεισμολογικού δικτύου του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν και αποτέλεσαν τη βάση για την παρούσα διατριβή προέρχονται από το Σεισμολογικό Σταθμό του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. και περιέχουν πληροφορίες για σεισμούς που καταγράφηκαν από το τηλεμετρικό δίκτυο του Εργαστηρίου για τα έτη 1989-1999.

2.1 ΤΗΛΕΜΕΤΡΙΚΟ ΔΙΚΤΥΟ ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟΥ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ Α.Π.Θ.

Το τηλεμετρικό σεισμολογικό δίκτυο του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης αποτελείται από 16 περιφερειακούς σταθμούς και έναν κεντρικό σταθμό, αυτόν της Θεσσαλονίκης (σχήμα 2.1).



Σχήμα 2.1: Γεωγραφική Κατανομή του Τηλεμετρικού Σεισμολογικού Δικτύου του Εργαστηρίου Γεωφυσικής ΑΠΘ (πηγή: http://lemnos.geo.auth.gr/the_seisnet/gr/network.htm)

Το δίκτυο άρχισε να λειτουργεί κανονικά την 1η Ιανουαρίου 1981 με 8 σταθμούς. Αυτοί οι πρώτοι σταθμοί είναι στις θέσεις Σοχός (SOH), Λιτόχωρο (LIT), Γρίβα (GRG), Παλιούρι (PAIG), Κεντρικό (KNT), Ουρανούπολη (OUR) και Σέρρες (SRS), ενώ ο όγδοος είναι ο κεντρικός σεισμολογικός σταθμός της Θεσσαλονίκης (THE). Αυτό υπήρξε το πρώτο τηλεμετρικό σεισμολογικό δίκτυο με υποστήριξη ηλεκτρονικού υπολογιστή σε ολόκληρο το Βαλκανικό χώρο. Το 1989 πραγματοποιήθηκε επέκταση του δικτύου με την εγκατάσταση τεσσάρων νέων σταθμών στις θέσεις Ηγουμενίτσα (IGT), Φλώρινα (FNA), Αλεξανδρούπολη (ALN) και Άγιος Γεώργιος (AGG). Η μετάδοση των σημάτων από τους έντεκα αυτούς σεισμολογικούς σταθμούς γίνεται τηλεμετρικά με τη βοήθεια μισθωμένων τηλεφωνικών γραμμών. Κάθε σταθμός είναι εφοδιασμένος με τρία σεισμόμετρα (S-13 Teledyne-Geotech), με ιδιοπερίοδο T=1sec.

Κατά το διάστημα 1996-1999 έγινε νέα επέκταση του δικτύου με την εγκατάσταση τεσσάρων νέων σταθμών στις θέσεις Λήμνος (LOS), Αλόννησος (AOS), Ξορύχτι Πηλίου (XOR) και Λευκάδα (LKD). Οι σταθμοί αυτοί είναι εφοδιασμένοι με ένα κατακόρυφο σεισμόμετρο (S-13 Teledyne-Geotech) ενώ τα δεδομένα μεταφέρονται με ασύρματες επικοινωνίες UHF.

Τα στοιχεία των σεισμολογικών σταθμών του τηλεμετρικού δικτύου παρουσιάζονται στον πίνακα 2.1.

Πίνακας 2.1: Στοιχεία των σεισμολογικών σταθμών του τηλεμετρικού δικτύου του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. (πηγή: http://lemnos.geo.auth.gr/the_seisnet/gr/network.htm)

ΟΝΟΜΑ ΣΤΑΘΜΟΥ	ΚΩΔΙΚΟΣ	ΓΕΩΓΡΑΦ. ΠΛΑΤΟΣ (deg. N)	ΓΕΩΓΡΑΦ. ΜΗΚΟΣ (deg. E)	ΥΨΟΜΕΤΡΟ (m)	ΤΥΠΟΣ ΣΕΙΣΜΟ-	ΣΥΝΙΣΤΩΣΕΣ	ΙΔΙΟ-ΣΥΧΝΟΤΗΤΑ (Hz)
ΑΓΙΟΣ ΓΕΩΡΓΙΟΣ	**AGG**	39.022	22.330	540	S-13	Z-N-E	1.0
ΑΛΕΞ/ΠΟΛΗ	**ALN**	40.885	26.046	110	S-13	Z-N-E	1.0
ΑΛΟΝΝΗΣΟΣ	**AOS**	39.170	23.880	200	S-13	Z	1.0
ΓΡΙΒΑ	**GRG**	40.957	22.401	560	S-13	Z-N-E	1.0
ΗΓΟΥΜΕΝΙΤΣΑ	**IGT**	39.533	20.333	320	S-13	Z-N-E	1.0
ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ	**THE**	40.632	22.965	70	S-13	Z-N-E	1.0
					SL-210	Z -N-E	0.05
ΚΕΝΤΡΙΚΟ	**KNT**	41.162	22.898	380	S-13	Z-N-E	1.0
ΛΕΥΚΑΔΑ	**LKD**	38.707	20.651	1140	S-13	Z	1.0
ΛΗΜΝΟΣ	**LOS**	39.933	25.081	460	S-13	Z	1.0
ΛΙΤΟΧΩΡΟ	**LIT**	40.101	22.490	480	S-13	Z-N-E	1.0
ΞΟΡΥΧΤΙ (ΠΗΛΙΟ)	**XOR**	39.366	23.192	500	S-13	Z	1.0
ΟΥΡΑΝΟΥΠΟΛΗ	**OUR**	40.334	23.982	60	S-13	Z-N-E	1.0
ΠΑΛΙΟΥΡΙ	**PAIG**	39.927	23.680	140	S-13	Z-N-E	1.0
ΣΟΧΟΣ	**SOH**	40.822	23.354	670	S-13	Z-N-E	1.0
ΣΕΡΡΕΣ	**SRS**	41.117	23.592	400	S-13	Z-N-E	1.0
ΦΛΩΡΙΝΑ	**FNA**	40.784	21.382	750	S-13	Z-N-E	1.0
ΜΕΤΣΟΒΟ	**MEV**	39.794	21.245		S-13	Z	1.0

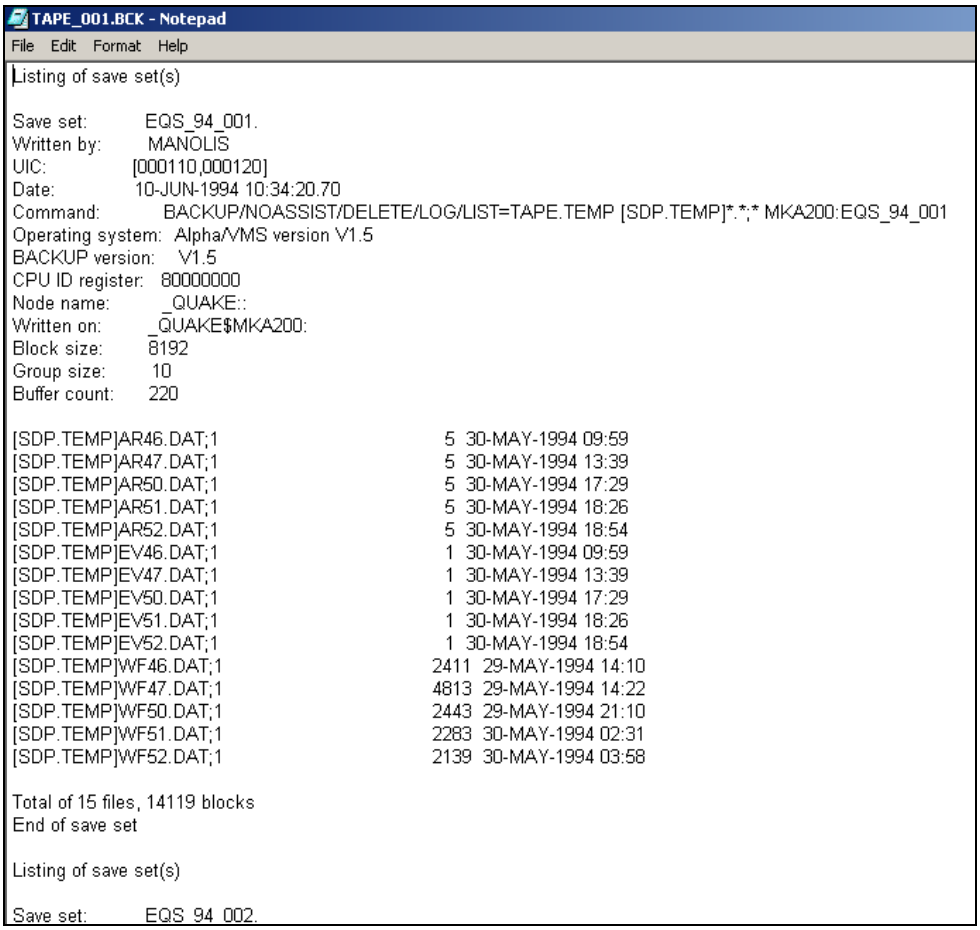
2.2 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Από το 1981 υπάρχουν μερικώς διαθέσιμα ψηφιακά δεδομένα από τους σταθμούς του μόνιμου δικτύου του Εργαστηρίου Γεωφυσικής. Η λήψη όμως των δεδομένων αυτών έγινε δυνατή μόνο μετά το 1989, λόγω της τότε εισαγωγής ενός νέου συστήματος επεξεργασίας-ψηφιοποίησης με τη χρήση ενός κεντρικού υπολογιστή MicroVAX με μονάδες δίσκου και άλλων μαγνητικών μέσων που επέτρεπαν τη συστηματική αποθήκευση των πρωτογενών σεισμικών δεδομένων (κυματομορφών). Οι ψηφιακές αυτές καταγραφές βρίσκονταν σε δυαδική μορφή, προσαρμοσμένες στο πρότυπο αποθήκευσης της εταιρίας Teledyne-Geotech για τον ηλεκτρονικό υπολογιστή VAX.

Αρχικός στόχος ήταν η συλλογή των ψηφιακών κυματομορφών, για όλους τους σεισμούς που είχαν καταγραφεί από το τηλεμετρικό δίκτυο στο χρονικό διάστημα 1989-1999 και η τροποποίηση τους ώστε να είναι συμβατές με το πρόγραμμα SAC2000 - Seismic Analysis Code (Tull, 1987, Tapley and Tull, Lawrence-Livermore Laboratory, 1992), καθώς και η αποθήκευση τους σε κατάλληλα μαγνητικά και οπτικά μέσα, δημιουργώντας μια σύγχρονη βάση ψηφιακών δεδομένων από το 1989. Για να προκύψουν οι κυματομορφές σε αυτή τη μορφή έπρεπε τα δεδομένα να περάσουν από διάφορα στάδια. Ένα δείγμα της μορφής των δεδομένων στην αρχική τους μορφή παρουσιάζεται στο σχήμα 2.2

Αυτό το αρχείο περιέχει πληροφορίες για όλους τους σεισμούς που έχουν καταγραφεί, χωρισμένους σε πακέτα (save sets) δεδομένων. Κάθε πακέτο δεδομένων (π.χ. EQS_94_001), περιέχει αρχικά κάποια διαγνωστικά στοιχεία του πακέτου (χρήστης, χρόνος δημιουργίας, μέγεθος, λειτουργικό σύστημα), αλλά κυρίως τα ονόματα αρχείων (από 10 έως λίγες εκατοντάδες), τα οποία ανά τρία συγκροτούν ένα σεισμικό γεγονός. Για κάθε σεισμό υπάρχει ένα αρχείο AR (arrival), ένα EV (event) και ένα WF (waveform), ακολουθούμενα πάντα από τον αριθμό του σεισμικού γεγονότος. Αυτή η αρίθμηση είναι ταυτόσημη με εκείνη που ακολουθείται και στα βιβλία καταγραφής συμβάντων του σεισμολογικού σταθμού. Κάποιος αριθμός από τα save sets (ανάλογα με το μέγεθος) στελεχώνει ένα *.bck* αρχείο που είχε αποθηκευτεί σε μαγνητική ταινία (tape).

Το σύνολο των δεδομένων από το 1989 μέχρι το 1994 είχε μεταφερθεί από τις παλιές μαγνητοταινίες του VAX σε σύγχρονα ψηφιακά μέσα αποθήκευσης (CD).



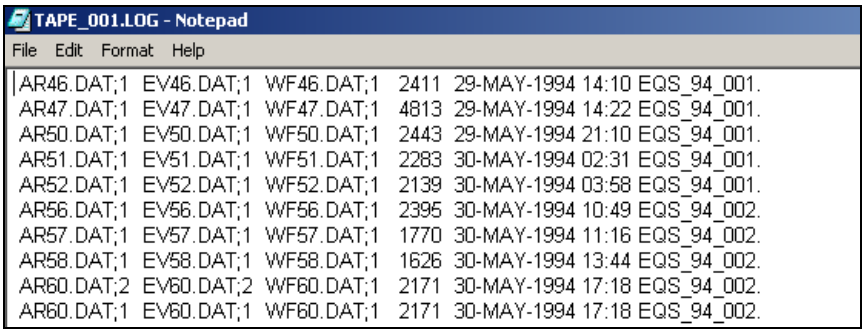
TAPE_001.BCK - Notepad

File Edit Format Help

```
Listing of save set(s)

Save set:        EQS_94_001.
Written by:      MANOLIS
UIC:             [000110,000120]
Date:            10-JUN-1994 10:34:20.70
Command:         BACKUP/NOASSIST/DELETE/LOG/LIST=TAPE.TEMP [SDP.TEMP]*.*;* MKA200:EQS_94_001
Operating system:  Alpha/VMS version V1.5
BACKUP version:    V1.5
CPU ID register:   80000000
Node name:         _QUAKE::
Written on:        _QUAKE$MKA200:
Block size:        8192
Group size:        10
Buffer count:      220

[SDP.TEMP]AR46.DAT;1                5  30-MAY-1994 09:59
[SDP.TEMP]AR47.DAT;1                5  30-MAY-1994 13:39
[SDP.TEMP]AR50.DAT;1                5  30-MAY-1994 17:29
[SDP.TEMP]AR51.DAT;1                5  30-MAY-1994 18:26
[SDP.TEMP]AR52.DAT;1                5  30-MAY-1994 18:54
[SDP.TEMP]EV46.DAT;1                1  30-MAY-1994 09:59
[SDP.TEMP]EV47.DAT;1                1  30-MAY-1994 13:39
[SDP.TEMP]EV50.DAT;1                1  30-MAY-1994 17:29
[SDP.TEMP]EV51.DAT;1                1  30-MAY-1994 18:26
[SDP.TEMP]EV52.DAT;1                1  30-MAY-1994 18:54
[SDP.TEMP]WF46.DAT;1             2411  29-MAY-1994 14:10
[SDP.TEMP]WF47.DAT;1             4813  29-MAY-1994 14:22
[SDP.TEMP]WF50.DAT;1             2443  29-MAY-1994 21:10
[SDP.TEMP]WF51.DAT;1             2283  30-MAY-1994 02:31
[SDP.TEMP]WF52.DAT;1             2139  30-MAY-1994 03:58

Total of 15 files, 14119 blocks
End of save set

Listing of save set(s)

Save set:        EQS_94_002.
```

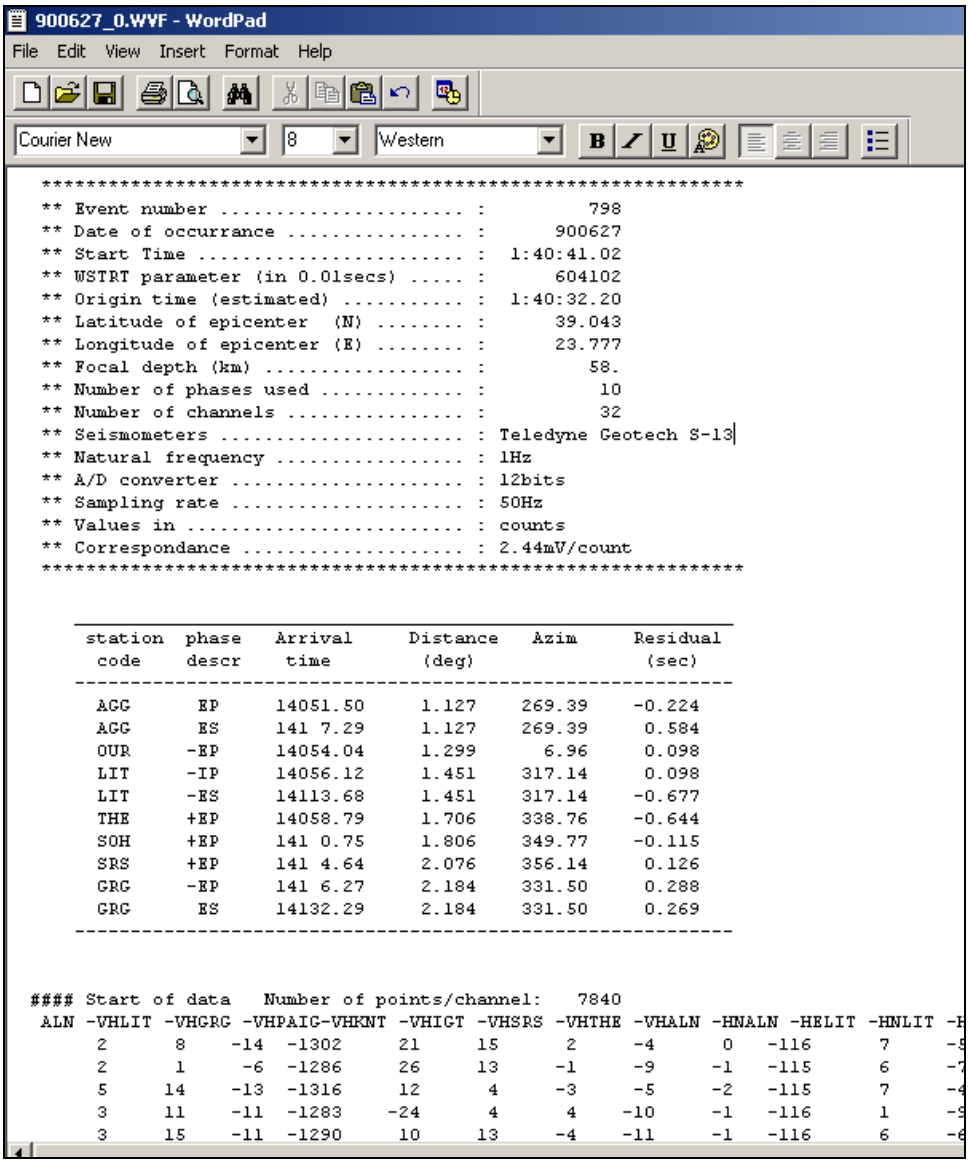
Σχήμα 2.2: Δείγμα αρχείου *.bck* που αποτέλεσε το αρχικό αρχείο πληροφοριών.

Σε πρώτη φάση, σκοπός ήταν η δημιουργία νέων αρχείων (*.log* αρχεία), ένα για κάθε ταινία το οποίο θα περιέχει τις ίδιες πληροφορίες του προηγούμενου αρχείου, αλλά στην ίδια σειρά για κάθε σεισμικό γεγονός, κατάλληλο για τη δημιουργία των αρχείων των κυματομορφών. Για το λόγο αυτό δημιουργήθηκε ένας απλός κώδικας σε γλώσσα προγραμματισμού FORTRAN που αντιστοιχεί τα AR, EV και WF σύμφωνα με τον αριθμό τους. Ακολούθως, έγινε συσχετισμός όλων των «ορφανών» WF (όσων δεν έγινε αυτόματη ταυτοποίηση) με EV και AR, με ταυτόχρονο έλεγχο των βιβλίων καταγραφής γεγονότων. Το τελικό *.log* αρχείο που δημιουργήθηκε έχει τη μορφή του δείχνει το σχήμα 2.3.



Σχήμα 2.3. Δείγμα αρχείου *.log* που αποτέλεσε το τελικά διαμορφωμένο αρχείο πληροφοριών όπου έχει γίνει συσχέτιση των AR, EV και WF κάθε σεισμού (επεξήγηση στο κείμενο).

Η αποκωδικοποίηση του παραπάνω αρχείου και η μετατροπή του από δυαδική μορφή (Binary) σε ASCII μορφή, με τη χρήση ειδικού κώδικα (SDP2ASC, Σκορδύλης και Χατζηδημητρίου, προσωπική επικοινωνία), οδήγησε στη δημιουργία αρχείων των κυματομορφών (*.wvf*), τα οποία παρουσιάζονται στην εικόνα του σχήματος 2.4. Στο αρχείο αυτό, που είναι μοναδικό για κάθε σεισμικό γεγονός, περιγράφονται αναλυτικά όλα τα στοιχεία που σχετίζονται με την καταγραφή, τα σημαντικότερα εκ των οποίων είναι ο αριθμός του γεγονότος, η ημέρα και η ώρα γένεσης και καταγραφής του σεισμού, το επίκεντρο, το εστιακό βάθος, ο αριθμός των φάσεων και των καναλιών που χρησιμοποιήθηκαν, καθώς και διάφορα τεχνικά χαρακτηριστικά του σεισμομέτρου. Ακολούθως, στο ίδιο αρχείο αναλύονται οι πρώτες αφίξεις των επιμήκων P και των εγκαρσίων S-κυμάτων (φάσεις), όπως αυτές εντοπίστηκαν σε κάθε σταθμό του δικτύου, όπου βέβαια ήταν αυτό δυνατό.



900627_0.WVF - WordPad

File Edit View Insert Format Help

Courier New | 8 | Western

```
************************************************************
** Event number ..................... :         798
** Date of occurrance ............... :      900627
** Start Time ....................... :  1:40:41.02
** WSTRT parameter (in 0.01secs) .... :      604102
** Origin time (estimated) .......... :  1:40:32.20
** Latitude of epicenter  (N) ....... :      39.043
** Longitude of epicenter (E) ....... :      23.777
** Focal depth (km) ................. :         58.
** Number of phases used ............ :          10
** Number of channels ............... :          32
** Seismometers ..................... : Teledyne Geotech S-13
** Natural frequency ................ : 1Hz
** A/D converter .................... : 12bits
** Sampling rate .................... : 50Hz
** Values in ........................ : counts
** Correspondance ................... : 2.44mV/count
************************************************************


 station  phase   Arrival     Distance   Azim      Residual
  code    descr    time        (deg)                (sec)
-------------------------------------------------------------
   AGG      EP     14051.50     1.127    269.39    -0.224
   AGG      ES     141 7.29     1.127    269.39     0.584
   OUR     -EP     14054.04     1.299      6.96     0.098
   LIT     -IP     14056.12     1.451    317.14     0.098
   LIT     -ES     14113.68     1.451    317.14    -0.677
   THE     +EP     14058.79     1.706    338.76    -0.644
   SOH     +EP     141 0.75     1.806    349.77    -0.115
   SRS     +EP     141 4.64     2.076    356.14     0.126
   GRG     -EP     141 6.27     2.184    331.50     0.288
   GRG      ES     14132.29     2.184    331.50     0.269
-------------------------------------------------------------


#### Start of data   Number of points/channel:   7840
 ALN -VHLIT -VHGRG -VHPAIG-VHKNT -VHIGT -VHSRS -VHTHE -VHALN -HNALN -HELIT -HNLIT -H
      2      8    -14  -1302     21     15      2     -4      0   -116      7     -9
      2      1     -6  -1286     26     13     -1     -9     -1   -115      6     -7
      5     14    -13  -1316     12      4     -3     -5     -2   -115      7     -4
      3     11    -11  -1283    -24      4      4    -10     -1   -116      1     -9
      3     15    -11  -1290     10     13     -4    -11     -1   -116      6     -6
```

Σχήμα 2.4: Δείγμα αρχείου κυματομορφών *.wvf* που περιέχει όλες τις πληροφορίες για κάθε σεισμό όπως αυτός καταγράφηκε σε όλους τους σταθμούς του δικτύου.

Το αρχείο των κυματομορφών συμπληρώνουν οι ψηφιακές καταγραφές στα κανάλια των σταθμών του πλάτους της κίνησης που καταγράφεται σε μονάδες (counts). Οι περισσότεροι σταθμοί χρησιμοποιούν 3 κανάλια (2 οριζόντια σεισμόμετρα και ένα κατακόρυφο), ενώ υπάρχουν και κάποιοι σταθμοί με μία κατακόρυφη συνιστώσα. Τα αρχεία αυτά αποτέλεσαν τη βάση για τη δημιουργία των SAC αρχείων καθώς περιέχουν όλη την απαιτούμενη πληροφορία για τη δημιουργία των ψηφιακών κυματομορφών. Όμως, ήταν απαραίτητη η περαιτέρω επεξεργασία και ο έλεγχος των δεδομένων ώστε να προκύψει η κατάλληλη μορφή των αρχείων και των καταλόγων που θα τροφοδοτήσουν τον κώδικα για τη δημιουργία των τελικών SAC αρχείων.

Έχοντας συγκεντρώσει τα αρχεία των κυματομορφών δημιουργήθηκε κατάλογος με τις πληροφορίες όλων των αρχείων. Οι σεισμοί του καταλόγου αυτού (περίπου 15.000) ελέγχθηκαν με βάση τα βιβλία καταγραφής γεγονότων του Σεισμολογικού Σταθμού και προστέθηκαν στοιχεία όπως το μέγεθος Mw του σεισμού. Κατά τη διάρκεια του ελέγχου των βιβλίων σε συνδυασμό με τα αρχεία των κυματομορφών που προέκυψαν από την παραπάνω διαδικασία, εντοπίστηκαν κάποια σφάλματα στα αρχεία, τα οποία αφορούσαν στην ημέρα και την ώρα γένεσης του σεισμού. Το σφάλμα εντοπίστηκε κυρίως σε περιπτώσεις όπου είχαμε καταγραφή σεισμού σε χρονική στιγμή κοντά στην αλλαγή της ημέρας, δηλαδή 2-3 λεπτά πριν και μετά τα μεσάνυχτα (00:00). Το πρόβλημα αντιμετωπίστηκε και διορθώθηκαν οι λανθασμένες τιμές της ημέρας και ώρας καταγραφής, με τέτοιο τρόπο ώστε να μην αλλοιώσουν την πρωτογενή πληροφορία.

Με τη χρήση κατάλληλα διαμορφωμένου κώδικα FORTRAN έγινε ταυτοποίηση των στοιχείων κάθε σεισμού του καταλόγου που δημιουργήθηκε από τα *.wvf* αρχεία με βάση τον επίσημο κατάλογο καταγεγραμμένων σεισμών του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. Όσοι σεισμοί δεν ταυτοποιήθηκαν με τον κατάλογο των (Papazachos *et al., 2000*), αγνοήθηκαν και διαγράφηκαν από το αρχείο καθώς θεωρείται ότι δεν ήταν εκείνοι οι οποίοι μας απασχολούν, καθώς εντοπίστηκε απόκλιση στο επίκεντρο ή την ώρα γένεσης του σεισμού. Οι σεισμοί του ενδιαφέροντος μας είναι σε πρώτη φάση όσοι χαρακτηρίζονται στο βιβλίο καταγραφών ως "Local Events" (LE) και "Regional Events" (RE) εκείνοι δηλαδή, των οποίων το επίκεντρο εντοπίστηκε μέσα στα όρια του Ελληνικού χώρου και ειδικότερα εκείνοι των οποίων το επίκεντρο βρίσκεται στην περιοχή που ορίζεται από τις συντεταγμένες 39.8^{o}N έως 42.0^{o}N και 22.0^{o}E έως 24.7^{o}E (περίπτωση LE). Αγνοήθηκαν οι σεισμοί που προέρχονται από μεγάλες αποστάσεις, εκτός Ελληνικού χώρου (Long Distance - LD) και τα εικονικά γεγονότα «φαντάσματα» (Dummy Events - DE) που καταγράφονται από τον VAX χωρίς να συνδέονται με σεισμούς. Τέλος, παραλείφθηκαν οι σεισμοί που δεν έχουν αρκετές φάσεις (Insufficient Data - ID), αν και συνήθως προέρχονται από τον ευρύτερο Ελληνικό χώρο, ακόμα και αν είναι τοπικοί.

Μετά από όλες τις διορθώσεις προέκυψε ένα αρχείο που αποτελεί την τελική λίστα των δεδομένων μας ένα ενδεικτικό τμήμα του οποίου παρουσιάζεται στον πίνακα 2.2

Στο αρχείο αυτό παρουσιάζονται για κάθε σεισμό το όνομα του αρχείου των κυματομορφών, η ημερομηνία καταγραφής του (σύμφωνα με το αρχείο), η σωστή ημερομηνία (σύμφωνα με την μεταγενέστερη διόρθωση), η ώρα γένεσης του σεισμού, οι συντεταγμένες (Latitude, Longitude) του επικέντρου, το εστιακό βάθος, ο αριθμός των φάσεων που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και ο αριθμός του γεγονότος, που αντιστοιχεί στο βιβλίο καταγραφής σεισμών του

Σεισμολογικού Σταθμού του Α.Π.Θ. Αυτές οι πληροφορίες υπάρχουν στο αρχείο για όλους ανεξαιρέτως τους σεισμούς. Για εκείνους τους σεισμούς που βρέθηκαν στοιχεία από τον κατάλογο των Papazachos et al. (2000), υπάρχουν πληροφορίες και στο δεξί τμήμα του καταλόγου (με κόκκινα γράμματα στον πίνακα 2.2), που αναφέρονται στον επαναπροσδιορισμένο χρόνο γένεσης, επίκεντρο και βάθος, τα μεγέθη M_L και M_W, καθώς και τον χαρακτηρισμό του γεγονότος. (RE, LE, LD ή ID) με βάση τοn κατάλογο αυτό.

Πίνακας 2.2: Μέρος του τελικού καταλόγου των δεδομένων που προέκυψε μετά από τις κατάλληλες διορθώσεις, την ταυτοποίηση των γεγονότων και τον επαναπροσδιορισμό των στοιχείων. Με κόκκινο χρώμα εμφανίζονται τα στοιχεία των σεισμών που έχουν ταυτοποιηθεί με βάση τον κατάλογο των Papazachos et al. (2000).

	Filename	Yymmdd		hh	mm	ssms	Lat	Lon	dep	ph	ev	hhmmss.ms	Lat2	Lon2	dep2	Mw	ML
1	950116_091328_1.wvf	950116	0000	9	13	28.18	38.717	20.431	8	13	758	91330.37	38.843	20.634	0.1	3.5	3.0
2	950117_005125_1.wvf	950117	0000	0	51	29.68	38.825	20.583	0	15	760	5129.65	38.859	20.646	0.1	3.3	2.8
3	950117_060631_1.wvf	950117	0000	6	6	41.08	40.133	23.998	2	11	761	6 641.43	40.148	23.941	0.3	2.8	2.3
4	950117_121047_1.wvf	950117	0000	12	10	53.74	40.454	21.874	0	10	763	121053.87	40.439	21.853	3.0	2.5	
5	950118_074155_1.wvf	950118	0000	7	42	9.9	41.603	24.002	17	17	766	742 8.45	41.644	23.984	6.3	3.7	
6	950118_194334_1.wvf	950118	0000	19	43	33	38.506	21.295	55	14	767	194334.65	38.845	21.341	5.3	3.8	
7	950119_151745_1.wvf	950119	0000	15	17	32.78	39.922	21.477	200	10	768						
8	950119_231029_1.wvf	950119	0118	23	10	30.81	38.869	20.556	8	13	770	231030.28	38.867	20.619	0.1	3.4	
9	950120_030949_1.wvf	950120	0119	3	10	11.79	40.565	23.573	8	9	771	31011.96	40.533	23.521	1.5	2.7	
10	950120_034738_1.wvf	950120	0119	3	47	27.24	40.796	24.990	200	9	772						
11	950120_182031_1.wvf	950120	0119	18	20	41.69	39.730	20.425	21	14	775	182041.5	39.726	20.611	3.5	3.0	
12	950121_074334_1.wvf	950121	0000	7	43	21.26	40.202	25.397	200	11	777						
13	950121_085921_1.wvf	950121	0000	8	46	6.11	46.643	42.357	0	11	778						
14	950121_230135_1.wvf	950121	0000	23	1	8.55	36.430	21.933	21	14	780	23 1 5.20	36.320	21.768	9.0	3.9	
15	950122_185329_1.wvf	950122	0000	18	53	40.71	40.590	23.420	1	14	782	185340.75	40.581	23.388	2.8	2.8	
16	950122_222625_1.wvf	950122	0000	22	26	28.92	38.935	19.888	43	15	783	222628.66	38.934	19.938	24.1	3.5	
17	950122_222625_2.wvf	950122	0000	22	27	29.43	40.596	23.426	3	25	783	222729.49	40.570	23.397	3.2	4.5	
18	950122_223514_1.wvf	950122	0000	22	35	25.14	40.603	23.451	14	18	784	223524.94	40.578	23.404	4.9	4.1	
19	950123_030659_1.wvf	950123	0000	3	7	10.83	40.596	23.440	12	18	785	3 710.62	40.574	23.395	0.6	3.2	
20	950123_031430_1.wvf	950123	0000	3	14	41.22	40.589	23.425	0	14	786	31441.03	40.578	23.379	12.4	2.6	
21	950123_043348_1.wvf	950123	0000	4	33	58.73	39.326	20.578	0	17	787	43358.69	39.307	20.580	0.1	3.6	
22	950123_173459_1.wvf	950123	0000	17	34	59.66	38.258	21.994	0	29	788	1735 0.25	38.261	22.084	0.6	4.2	
23	950123_230939_1.wvf	950123	0000	23	9	52.06	40.576	23.398	0	18	789	23 952.13	40.576	23.398	0.1	3.3	
24	950124_173552_1.wvf	950124	0000	17	36	39.51	40.501	23.773	9	14	791	173639.81	40.482	23.696	8.2	2.9	
25	950124_180714_1.wvf	950124	0000	18	7	26.29	40.796	23.033	0	13	792	18 726.21	40.796	23.033	6.0	2.9	
26	950124_180911_1.wvf	950124	0000	18	8	44.95	36.476	23.047	12	29	793	18 845.36	36.525	23.039	9.8	4.6	4.1

2.3 ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΤΩΝ SAC ΑΡΧΕΙΩΝ

Η δημιουργία των SAC αρχείων επιτεύχθηκε με τη χρήση ενός κώδικα ο οποίος χρησιμοποιεί όλα τα δεδομένα για τις κυματομορφές κάθε σεισμικού γεγονότος. Για να γίνει όμως αυτό χρησιμοποιήθηκαν απλοποιημένες υποθέσεις και παραδοχές που σχετίζονται με τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων στο χώρο, θεωρώντας ένα απλό μοντέλο φλοιού με στρώματα ομογενή και οριζόντια.

Γράφτηκε κατάλληλος κώδικας (SDPSAC) σε γλώσσα προγραμματισμού FORTRAN και χρησιμοποιήθηκε σε υπολογιστικό περιβάλλον UNIX. Αρχικά εισάγεται μια λίστα με τα ονόματα των αρχείων των κυματομορφών και τον κατάλογο με όλα τα στοιχεία των σεισμών όπως αυτοί περιγράφονται στον πίνακα 2.2. Ακολούθως, δημιουργείται το νέο διορθωμένο όνομα του αρχείου με βάση τη σωστή ημερομηνία (3^{η} στήλη του πίνακα 2.2). Για τους σεισμούς που έχουν επίκεντρο σε μεγάλη απόσταση (LD) συλλέγονται μόνο γενικές πληροφορίες όπως ο χρόνος καταγραφής και το μέγεθος του σεισμού, ενώ τα γεγονότα «φαντάσματα» (DE) αγνοούνται. Για όλα τα υπόλοιπα γίνεται εκτενέστερος έλεγχος, με βάση το αν έχει γίνει ταυτοποίηση ή όχι. Στην περίπτωση που δεν έχουν ταυτοποιηθεί τα στοιχεία, όταν δηλαδή υπάρχει μόνο το αριστερό τμήμα του καταλόγου 2.2 (μαύρα γράμματα), τότε είναι αυτές οι πληροφορίες που καταγράφονται. Αντίθετα, στην περίπτωση που αυτά τα στοιχεία έχουν επαναπροσδιοριστεί, εμφανίζονται στο δεξί μέρος του καταλόγου (με κόκκινα γράμματα) και είναι εκείνα που θα συμμετάσχουν στην διαδικασία από εδώ και πέρα, ως ακριβέστερα.

Σημαντική συνδρομή στην ακρίβεια των δεδομένων αποτελεί ο υπολογισμός του χρόνου γένεσης των σεισμών. Στην παρούσα διατριβή, για τον υπολογισμό των χρόνων διαδρομής και κατ' επέκταση του χρόνου γένεσης των σεισμών, θεωρούμε ένα μέσο πάχος του φλοιού με τιμή 31 km (Παναγιωτόπουλος, 1984). Οι ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων που χρησιμοποιήθηκαν παρουσιάζονται στον πίνακα 2.3

Πίνακας 2.3: Ταχύτητες των επιμήκων P και εγκαρσίων S-κυμάτων για το φλοιό και το μανδύα που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό των χρόνων διαδρομής των σεισμικών κυμάτων.

	Up (km/sec)	Us (km/sec)
φλοιός	6.10	3.50
μανδύας	7.90	4.54

Με βάση αυτές τις ταχύτητες εκτιμώνται οι χρόνοι διαδρομής των απευθείας και διαθλώμενων σεισμικών κυμάτων οι οποίοι περιγράφονται από τις παρακάτω σχέσεις:

- Απευθείας κύματα $$T_a = \frac{\sqrt{\Delta^2 + h^2}}{U_a^2} \quad (2.1)$$

- Διαθλώμενα κύματα $$T_b = \frac{\Delta}{U_b} + (2d - h)\frac{\sqrt{U_b^2 - U_a^2}}{U_b \cdot U_b} \quad (2.2)$$

όπου Δ: η επικεντρική απόσταση του σεισμού,

H: το εστιακό βάθος

d: το πάχος του στρώματος

U_a, U_b: οι ταχύτητες των κυμάτων στο φλοιό και το μανδύα αντίστοιχα.

Ο χρόνος διαδρομής (T_{min}) των P και S-κυμάτων υπολογίζεται από τις σχέσεις (2.1) και (2.2), ο χρόνος γένεσης του σεισμού (T_{st}) είναι καταγεγραμμένος στο αρχείο και συνεπώς προκύπτει ο χρόνος άφιξης των κυμάτων σε κάθε σταθμό

$$T_{arr}^{synth} = T_{\min} + T_{st} \quad (2.3)$$

Αυτός ο χρόνος που υπολογίστηκε με τη χρήση των θεωρητικών τύπων αποτελεί τον συνθετικό χρόνο άφιξης των κυμάτων και συγκρίνεται με το χρόνο άφιξης που έχει καταγραφεί σε κάθε σταθμό και αποτελεί στοιχείο των αρχείων κυματομορφών. Η διαφορά τους, *dt*, αποτελεί δείκτη αξιολόγησης του επαναπροσδιορισμού των χρόνων άφιξης, ενώ το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMS) και η μέση τιμή, *Tav*, των διαφορών *dt* δίνονται από τις παρακάτω σχέσεις.

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N}\left(T_i^{obs} - T_i^{synth}\right)^2}{N}} \quad (2.4)$$

και

$$Tav = \frac{\sum_{i=1}^{N}\left(T_i^{obs} - T_i^{synth}\right)}{N} \quad (2.5)$$

όπου T_i^{obs} : ο χρόνος άφιξης σε κάθε σταθμό όπως είναι καταγεγραμμένος στο αρχείο

T_i^{synth} : ο χρόνος άφιξης σε κάθε σταθμό όπως υπολογίστηκε από τη σχέση (2.3)

N : ο αριθμός των σταθμών που έχουν καταγραφές.

Τόσο το *dt*, όσο και τα *RMS* και *Tv* συγκεντρώθηκαν για κάθε σεισμό σε ένα αρχείο. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι σε πολύ μεγάλο ποσοστό τα σφάλματα και οι διαφορές είναι ελάχιστες.

Στην περίπτωση που η εστία ενός σεισμού εντοπίζεται βαθύτερα από το όριο φλοιού μανδύα, όπως αυτό ορίστηκε στα 31 km, τότε υπολογίζονται προσεγγιστικά οι χρόνοι διαδρομής αποκλειστηκά με τη χρήση των σχέσεων για τα απευθείας κύματα.

Το επόμενο βήμα στο πρόγραμμα SDPSAC είναι η δημιουργία των SAC αρχείων. Προκαταρκτικά, δημιουργείται το όνομα του SAC αρχείου το οποίο περιέχει τη μέρα και ώρα καταγραφής του σεισμού, τον αριθμό της έκδοση, τον αριθμό του σεισμού, το όνομα του σταθμού και τη συνιστώσα καταγραφής (V, N ή E). Τα αρχεία έχουν την κατάληξη *.sac* και αποτελούνται στο σύνολο από 31 χαρακτήρες. Ενδεικτικά αναφέρεται το όνομα ενός SAC αρχείου: 950122_222625_02_783_AAGG_V.sac που αναφέρεται στο σεισμό που έγινε στις 22/01/95, ώρα 22:26:25, είναι η 02 έκδοση του σεισμού με αριθμό 783 όπως αυτός καταγράφηκε στην κατακόρυφη (V) συνιστώσα του σταθμού του Αγ. Γεωργίου (AGG). Τα παραπάνω αρχεία περιέχουν όλες τις πληροφορίες που συνοδεύουν ένα σεισμό στην κατάλληλη μορφή ώστε να είναι συμβατά με το πρόγραμμα σεισμολογικών αναλύσεων SAC2000.

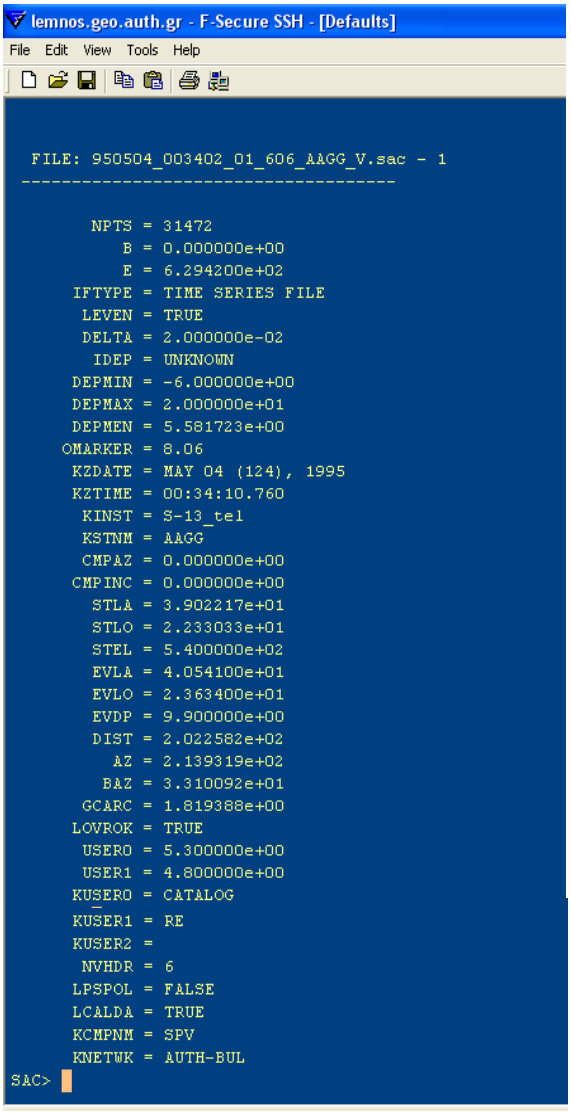
Μετά την εφαρμογή του κώδικα ξεκίνησε σε πρώτη φάση και ολοκληρώθηκε με επιτυχία η μετατροπή για το χρονικό διάστημα 1989-1994 των διαθέσιμων ψηφιακών καταγραφών από το σύστημα Teledyne-VAX σε μορφή SAC. Για το χρονικό αυτό διάστημα αξιοποιήθηκαν 6494 σεισμοί οι οποίοι υπολογίστηκε ότι παρήγαγαν 206519 κυματομορφές σε SAC μορφή. Ακολούθησε η αντίστοιχη μετατροπή και η δημιουργία των SAC αρχείων για το χρονικό διάστημα 1995-1999 τα οποία ανέρχονται σε 266889 για 8360 σεισμούς. Ολοκληρώθηκε έτσι μια πλήρης βάση δεδομένων από το 1989 έως τέλος του 1999 (εξαιρούνται μόνο οι κυματομορφές της σεισμικής ακολουθίας της Κοζάνης το 1995) που αριθμεί 473408 κυματομορφές σε μορφή SAC. Στην βάση αυτή δεδομένων έχει γίνει ο διαχωρισμός των τηλεσεισμών από τους τοπικούς σεισμούς (δηλαδή, σεισμοί οι οποίοι έχουν σημειωθεί στην περιοχή της Βόρειας Ελλάδας κοντά στη Σερβομακεδονική ζώνη) και τους σεισμούς οι οποίοι σημειώθηκαν στον ευρύτερο Ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές. Στο σύνολο τους οι σεισμοί που μετατράπηκαν σε SAC μορφή ήταν 14856 που έγιναν στον ευρύτερο Ελληνικό χώρο κατά το χρονικό διάστημα 1989-1999.

Αναλυτικά στοιχεία για των αριθμό των SAC αρχείων για όλη την περίοδο αυτή δίνονται στον πίνακα 2.4 που ακολουθεί.

Πίνακας 2.4: Αναλυτικός πίνακας με το συνολικό αριθμό των SAC αρχείων που παρήχθησαν για τα χρονικά διαστήματα 1989-1994 και 1995-1999, για κάθε μήνα.

	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999
1	0	352	2976	5152	4480	4608	2560	2336	3904	6272	3680
2	0	320	1773	3008	4576	3648	5152	4640	5568	3232	4416
3	132	3840	2390	4736	7168	4864	4608	3168	2176	3904	3264
4	110	3488	3744	5120	5440	4736	5568	3776	0	4032	3360
5	110	3040	4384	4768	4384	4640	9056	4832	0	4768	2944
6	22	2560	3712	4480	5568	0	5408	4256	1440	5312	2880
7	0	2048	3872	4256	4064	0	4672	4992	6368	5536	1994
8	92	768	3904	5984	6016	0	3424	5441	3648	5088	5983
9	52	2304	3168	3744	3744	0	2880	5088	4608	6016	7843
10	26	1216	3968	3808	5728	0	5472	3712	5600	5408	4092
11	0	2816	3872	4096	3360	0	4480	3104	17056	2944	3808
12	52	6304	3872	4256	4800	0	5312	2688	9088	2400	1632
Σύνολο	596	29056	41635	53408	59328	22496	58592	48033	59456	54912	45896
	Σύνολο 1989-1994				**206519**		Σύνολο 1995-1999				**266889**

Οι πληροφορίες που περιέχει ένα SAC αρχείο παρουσιάζονται στο σχήμα 2.6. όπου περιγράφονται στοιχεία του οργάνου και του σταθμού, και όλα τα χαρακτηριστικά του σεισμού (χρόνος γένεσης, επίκεντρο, απόσταση, βάθος, μέγεθος, κ.λ.π.). Αυτό το αρχείο (header file) συνοδεύει τα SAC αρχεία και αποτελεί την πηγή των δεδομένων που θα χρησιμοποιηθούν αργότερα για την εφαρμογή του προγράμματος *FPFIT*, όπως θα αναλυθεί στο 3^{ο} κεφάλαιο.



Σχήμα 2.6: Δείγμα αρχείου (*header file*) που συνοδεύει τα SAC αρχεία και περιέχει πληροφορίες για κάθε ένα από αυτά..

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

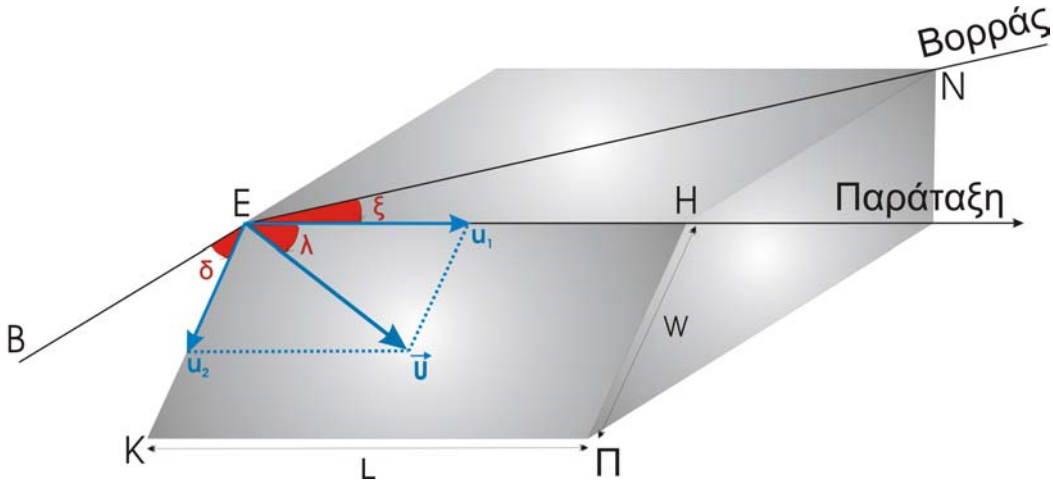
3 ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΓΕΝΕΣΗΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ

3.1 ΓΕΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΩΝ ΜΗΧΑΝΙΣΜΩΝ ΓΕΝΕΣΗΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ

Ο μηχανισμός γένεσης ενός σεισμού καθορίζεται από ένα πλήθος παραμέτρων που πρέπει να προσδιοριστούν. Τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά (διεύθυνση και κλίση) του επιπέδου του ρήγματος που προκάλεσε το σεισμό, το είδος της διάρρηξης (κανονική ή ανάστροφη, δεξιόστροφη ή αριστερόστροφη, διεύθυνσης ή κλίσης), αλλά κυρίως το είδος των τάσεων που επικρατούν στην περιοχή της εστίας και στην ουσία ευθύνονται για τη διάρρηξη είναι από τα στοιχεία εκείνα που πρέπει να μελετηθούν ώστε να προκύψει ο μηχανισμός γένεσης ενός σεισμού.

3.1.1 ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΟΥ ΕΠΙΠΕΔΟΥ ΤΟΥ ΡΗΓΜΑΤΟΣ

Οι τεκτονικοί σεισμοί οφείλονται σε διαρρήξεις των πετρωμάτων οι οποίες γίνονται πάνω σ' επιφάνειες οι οποίες λέγονται επιφάνειες διάρρηξης. Το επίπεδο το οποίο εφάπτεται της επιφάνειας (ή συμπίπτει με την επιφάνεια) διάρρηξης στην εστία του σεισμού ονομάζεται επίπεδο του ρήγματος (σχήμα 3.1). Η τομή, ΕΗ, του επιπέδου του ρήγματος με το οριζόντιο επίπεδο που περνάει από τη σεισμική εστία, Ε, λέγεται διεύθυνση ή παράταξη του επιπέδου του ρήγματος.



Σχήμα 3.1: Γεωμετρικά χαρακτηριστικά ενός ρήγματος: Αζιμούθιο, ξ και κλίση ,δ, του επιπέδου του ρήγματος (ΕΗΠΚ), διάνυσμα μετάθεσης $\vec{u}$ και γωνία ολίσθησης, λ (τροποποιημένο από Παπαζάχος, 1997).

Η τομή του επιπέδου του ρήγματος με το κατακόρυφο επίπεδο το κάθετο στη διεύθυνση (παράταξη) του επιπέδου στην εστία καλείται διεύθυνση κλίσης, ΕΚ, του επιπέδου του ρήγματος. Το επίπεδο του ρήγματος ορίζεται από το αζιμούθιο, ξ, δηλαδή η γωνία που σχηματίζει η διεύθυνση του (παράταξη), ΕΗ, με τη διεύθυνση, ΕΝ, του βορρά καθώς και από την κλίση του, δ, δηλαδή τη γωνία που σχηματίζει η διεύθυνση κλίσης, ΕΚ, με την τομή, ΕΒ, του οριζοντίου επιπέδου με το επίπεδο το κάθετο στην παράταξη του επιπέδου του ρήγματος. Το αζιμούθιο, ξ (γωνία ΝΕΗ), του επιπέδου, του ρήγματος μετριέται από το βορρά κατά τη φορά των δεικτών του ρολογιού και παίρνει τιμές στο διάστημα $0 \leq \xi < 2\pi$. Συνήθως, η μέτρηση του αζιμουθίου γίνεται από το βορρά, N, μέχρι την ημιευθεία, ΕΗ, της παράταξης η οποία έχει δεξιά της το ρήγμα όταν βλέπουμε κατά τη διεύθυνση ΕΗ, γιατί έτσι η τιμή του αζιμουθίου μας πληροφορεί και για τη διεύθυνση προς την οποία κλίνει το ρήγμα. Η κλίση, δ, (γωνία ΒΕΚ), του επιπέδου του ρήγματος μετριέται από το οριζόντιο επίπεδο προς τα κάτω και παίρνει τιμές στο διάστημα $0 \leq \delta \leq \pi/2$.

Οι επιφάνειες διάρρηξης θεωρούνται επίπεδες και συνεπώς συμπίπτουν με το επίπεδο του ρήγματος. Τις επιφάνειες αυτές ονομάζουμε σεισμικά ρήγματα, τα οποία συνήθως θεωρούνται ορθογώνια παραλληλεπίπεδα, με τη μεγάλη πλευρά παράλληλη προς την επιφάνεια της γης. Συνεπώς κάθε ρήγμα έχει ορισμένες διαστάσεις, το μήκος, L, και το πλάτος, W, του ρήγματος που είναι οι διαστάσεις οι παράλληλες προς την επιφάνεια της γης και προς την κλίση του ρήγματος αντίστοιχα.

Κάθε ρήγμα χωρίζει τον όγκο των πετρωμάτων που σπάζει σε δύο τεμάχη. Πάνω τέμαχος ονομάζεται εκείνο του οποίου το κέντρο βάρους βρίσκεται πλησιέστερα στην επιφάνεια της γης απ' ότι το κέντρο βάρους του άλλου τεμάχους το οποίο καλείται κάτω τέμαχος. Τα κέντρα βάρους των δύο τεμαχών που χωρίζονται από το ρήγμα πραγματοποιούν σχετική μετάθεση (ολίσθηση) κατά τη γένεση του σεισμού. Το διάνυσμα το οποίο έχει διεύθυνση τη διεύθυνση της ολίσθησης στην εστία του σεισμού, φορά (κατεύθυνση) τη φορά κίνησης του πάνω τεμάχους του ρήγματος, σημείο εφαρμογής την εστία και μέτρο, u, τη σχετική μετάθεση των δύο τεμαχών ορίζεται ως διάνυσμα μετάθεσης.

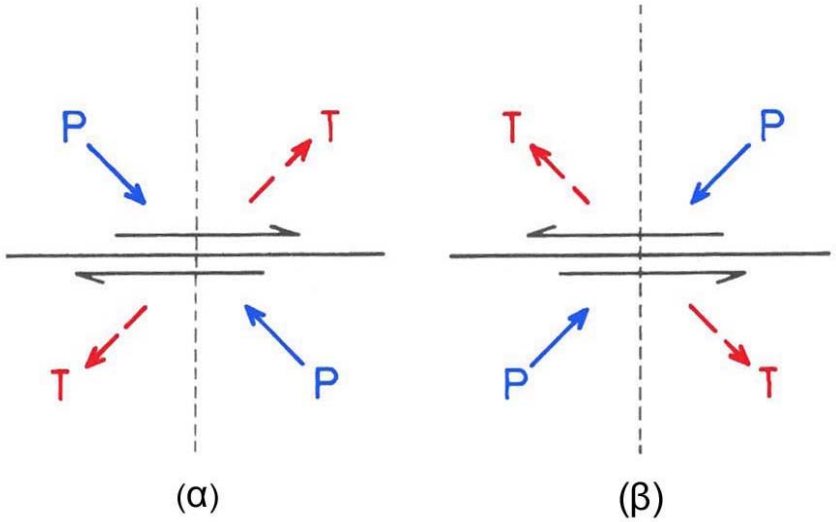
Η διεύθυνση του διανύσματος μετάθεσης πάνω στη επίπεδο του ρήγματος ορίζεται από τη γωνία ολίσθησης (rake), λ, δηλαδή από τη γωνία την οποία σχηματίζει το διάνυσμα αυτό με τη διεύθυνση, ΕΗ, του επιπέδου του ρήγματος (σχήμα 3.1). Η διεύθυνση του διανύσματος μετάθεσης ορίζεται επίσης από το αζιμούθιο του κατακόρυφου επιπέδου πάνω στο οποίο βρίσκεται (επίπεδο κατάδυσης) και από την κλίση του διανύσματος μετάθεσης, (plunge), θ, δηλαδή από τη γωνία που σχηματίζει το διάνυσμα αυτό με την ορθογώνια προβολή του πάνω στο οριζόντιο επίπεδο. Η γωνία αυτή η οποία μετριέται πάνω στο επίπεδο κατάδυσης παίρνει τιμές στο διάστημα $-\pi/2 < \theta \leq \pi/2$. το διάνυσμα μετάθεσης έχει φορά προς τα πάνω ή προς τα κάτω αν η θ είναι θετική ή αρνητική αντίστοιχα.

Το διάνυσμα μετάθεσης αναλύεται πάνω στο επίπεδο του ρήγματος σε δύο συνιστώσες κάθετες μεταξύ τους. Η μία από αυτές βρίσκεται πάνω στη διεύθυνση (παράταξη) του επιπέδου του ρήγματος και ονομάζεται συνιστώσα διεύθυνσης, u_1, (ή παράταξης ή οριζόντια συνιστώσα) και η άλλη βρίσκεται πάνω στη διεύθυνση κλίσης, του επιπέδου του ρήγματος και λέγεται συνιστώσα κλίσης, u_2. Τα σχετικά μέτρα και οι κατευθύνσεις (φορές) των δύο αυτών συνιστωσών του διανύσματος μετάθεσης καθορίζουν το είδος της διάρρηξης.

Όταν το διάνυσμα μετάθεσης, u, έχει τη διεύθυνση (παράταξη) του επιπέδου του ρήγματος, δηλαδή, συμπίπτει με τη συνιστώσα u_1, η διάρρηξη λέγεται διάρρηξη παράταξης ή οριζόντιας μετατόπισης (strike-slip) και ισχύει $\lambda=0$ ή $\lambda=\pi$, ενώ όταν το διάνυσμα αυτό έχει τη διεύθυνση κλίσης του επιπέδου του ρήγματος, δηλαδή, συμπίπτει με τη συνιστώσα u_2, η διάρρηξη λέγεται διάρρηξη κλίσης (dip-slip) και ισχύει $\lambda=\pi/2$ ή $\lambda=-\pi/2$. Αυτές βέβαια είναι δύο ακραίες

περιπτώσεις, καθώς το πιθανότερο είναι βέβαια το διάνυσμα μετάθεσης να μη συμπίπτει απόλυτα με καμία από τις συνιστώσες τους. Αν είναι $u_1>u_2$ επικρατεί η διάρρηξη παράταξης, ενώ αν είναι $u_1<u_2$ τότε επικρατεί η διάρρηξη κλίσης.

Στην περίπτωση που $u_1>u_2$ η διάρρηξη παράταξης που επικρατεί λέγεται δεξιόστροφη (dextral ή right lateral) αν κάθε τέμαχος του ρήγματος φαίνεται να κινείται από αριστερά προς τα δεξιά, όταν το βλέπει παρατηρητής που βρίσκεται ξαπλωμένος στην άλλη πλευρά του ρήγματος με το κεφάλι προς τα επάνω (σχήμα 3.2α). Στην αντίθετη περίπτωση, όταν το τέμαχος του ρήγματος φαίνεται να κινείται από τα δεξιά προς τα αριστερά, όπως φαίνεται στο σχήμα 3.2β, η διάρρηξη λέγεται αριστερόστροφη (sinistral ή left lateral).

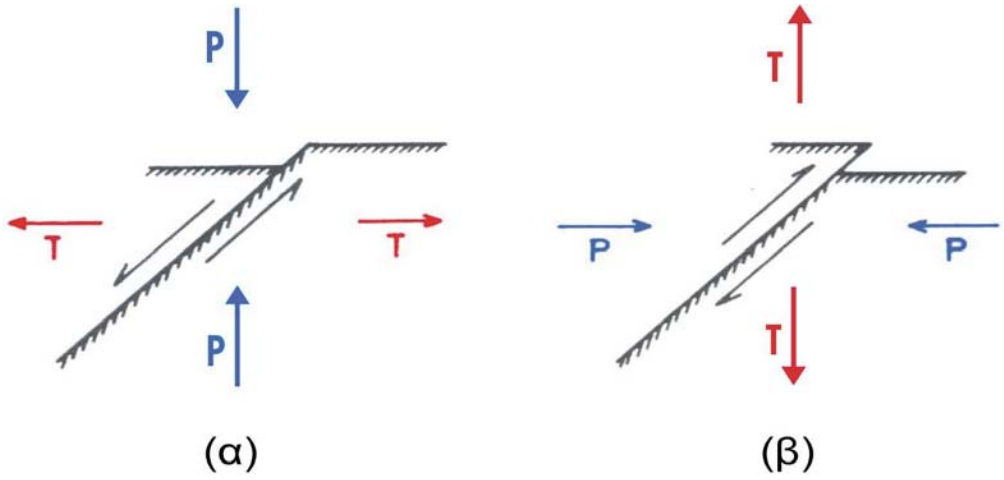


Σχήμα 3.2: Δεξιόστροφη (α) και αριστερόστροφη (β) διάρρηξη. Και στις δυο περιπτώσεις διακρίνεται η θέση των κυρίων αξόνων συμπίεσης, P (μπλε χρώμα) και εφελκυσμού, T (κόκκινο χρώμα). (τροποποιημένο από Παπαζάχος, 1997).

Συμβατικά ορίζεται ότι στην περίπτωση της αριστερόστροφης διάρρηξης είναι λ=0, ενώ στην περίπτωση της δεξιόστροφης διάρρηξης λ=π. Οι διαρρήξεις παράταξης δημιουργούνται σε περιοχές όπου οι δύο κύριες κάθετες τάσεις (συμπιεστική P και εφελκυστική T) σχηματίζουν ίσες γωνίες (45°) με το οριζόντιο επίπεδο και ανάλογα με τις σχετικές θέσεις τους έχουμε δεξιόστροφη ή αριστερόστροφη διάρρηξη.

Όταν επικρατεί η διάρρηξη κλίσης ($u_1<u_2$) και η συνιστώσα κλίσης, u_2, έχει φορά προς τα κάτω, δηλαδή, το πάνω τέμαχος βυθίζεται σε σχέση με το κάτω τέμαχος (σχήμα 3.3α), η διάρρηξη ονομάζεται κανονική (normal) ή διάρρηξη βαρύτητας. Στην περίπτωση κανονικής διάρρηξης, η γωνία ολίσθησης έχει τιμές στο διάστημα $-\pi\leq\lambda\leq 0$. Οι κανονικές διαρρήξεις (κανονικά ρήγματα) δημιουργούνται σε περιοχές όπου η μέγιστη τάση εφελκυσμού, T, είναι οριζόντια και η μέγιστη συμπιεστική τάση, P, είναι κατακόρυφη (σχήμα 3.3α).

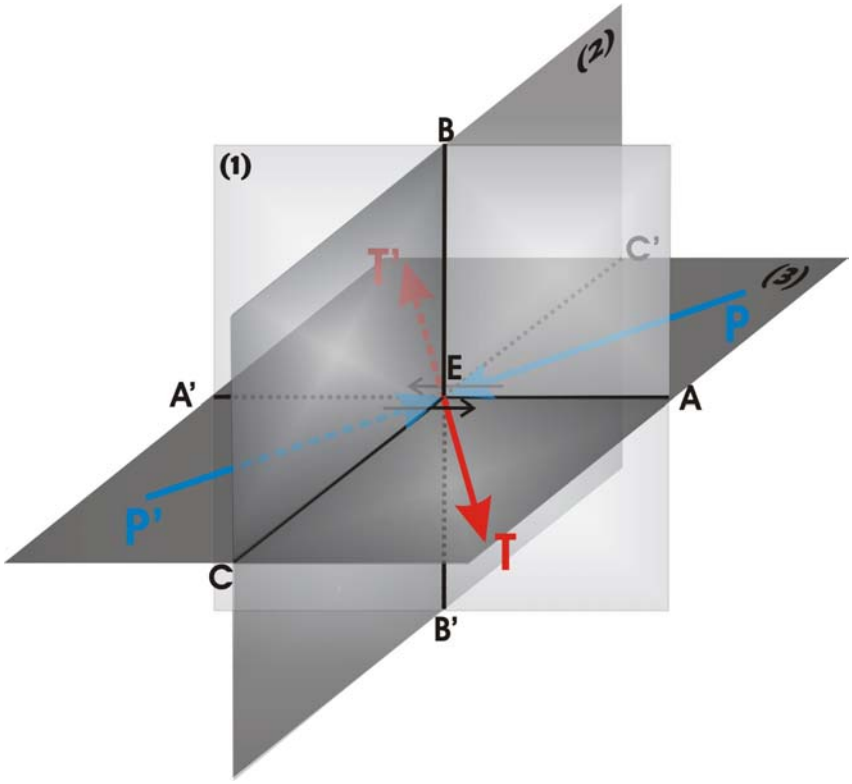
Όταν επικρατεί η διάρρηξη κλίσης ($u_1<u_2$) και η συνιστώσα κλίσης, u_2, έχει φορά προς τα πάνω, δηλαδή, το πάνω τέμαχος ανυψώνεται σε σχέση με το κάτω τέμαχος (σχήμα 3.3β), η διάρρηξη ονομάζεται ανάστροφη (thrust αν $\delta\leq\pi/4$ και reverse αν $\delta>\pi/4$). Στην περίπτωση ανάστροφης διάρρηξης, η γωνία ολίσθησης έχει τιμές στο διάστημα $0\leq\lambda\leq\pi$. Οι ανάστροφες διαρρήξεις (ανάστροφα ρήγματα) δημιουργούνται σε περιοχές όπου η μέγιστη τάση συμπίεσης, P, είναι οριζόντια και η μέγιστη εφελκυστική τάση, T, είναι κατακόρυφη (σχήμα 3.3β).



Σχήμα 3.3: Κανονικό (α) και ανάστροφο (β) ρήγμα σε τομή. Οι κύριοι άξονες τάσης εμφανίζονται και εδώ με συμβολισμούς όμοιους με το σχήμα 3.2 (τροποποιημένο από Παπαζάχος, 1997).

3.1.2 ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΟΙ ΑΞΟΝΕΣ ΚΑΙ ΚΥΡΙΟΙ ΑΞΟΝΕΣ ΤΑΣΗΣ

Η διεύθυνση του διανύσματος της μετάθεσης και η ευθεία η κάθετη στο επίπεδο του ρήγματος στην εστία λέγονται κινηματικοί άξονες A (ή X) και C (ή Ψ) αντίστοιχα. Ο άξονας που είναι κάθετος στο επίπεδο των A και C (επίπεδο 3) στην εστία λέγεται κινηματικός άξονας B. Οι άξονες A, B, C, αποτελούν ένα τρισορθογώνιο σύστημα κινηματικών αξόνων (σχήμα 3.4).



Σχήμα 3.4: Απεικόνιση των κινηματικών αξόνων Α, Β και C και των αξόνων των κυρίων συνιστωσών τάσης Ρ και Τ. Στο σχήμα παρουσιάζονται και τα επίπεδα που ορίζονται από τους κινηματικούς άξονες: το κύριο επίπεδο του ρήγματος (1), το βοηθητικό (2) και το επίπεδο δράσης (3) (τροποποιημένο από Σκορδύλης, 1985)

Το επίπεδο (1) των αξόνων Α και Β είναι προφανώς το επίπεδο του ρήγματος. Το επίπεδο (2) των αξόνων Β και C, δηλαδή, το κάθετο στη διεύθυνση της κίνηση στην εστία, λέγεται βοηθητικό επίπεδο. Το βοηθητικό επίπεδο τέμνει το επίπεδο του ρήγματος κατά τον άξονα Β. Το επίπεδο που ορίζεται από τους κινηματικούς άξονες Α και C λέγεται επίπεδο δράσης (επίπεδο (3)) και προφανώς είναι κάθετο στον άξονα Β. Το επίπεδο του ρήγματος και το βοηθητικό επίπεδο συνήθως ονομάζονται ορικά επίπεδα.

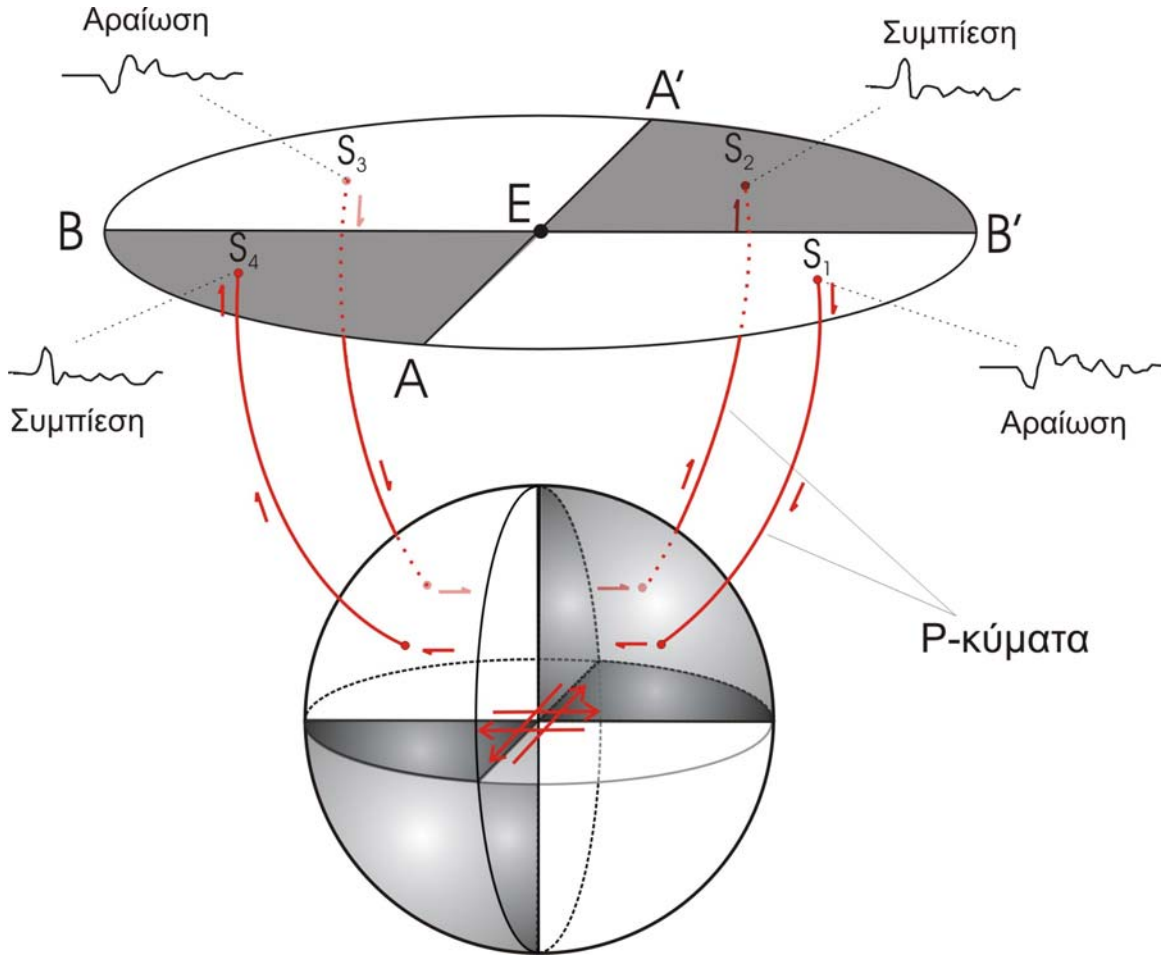
Ο εστιακός χώρος διαιρείται από το επίπεδο του ρήγματος και το βοηθητικό επίπεδο σε τέσσερις δίεδρες ορθές γωνίες. Οι αντίστοιχες επίπεδες γωνίες που βρίσκονται στο επίπεδο δράσης είναι οι τέσσερις γωνίες των αξόνων ΑΑ΄ και CC΄.Αν η διάρρηξη στην εστία γίνεται με τον τρόπο που δείχνουν τα βέλη, δηλαδή, αριστερόστροφα, τότε οι διχοτόμοι ΡΕ και Ρ΄Ε των κατά κορυφή γωνιών ΑΕC΄και C΄ΕΑ΄ ορίζουν τη διεύθυνση του άξονα μέγιστης τάσης (συμπίεσης), Ρ, ενώ οι διχοτόμοι ΤΕ και ΤΕ΄, των κατά κορυφή γωνιών CΕΑ και C΄ΕΑ΄ ορίζουν τη διεύθυνση του άξονα ελάχιστης τάσης (εφελκυσμού), Τ. Στην περίπτωση αυτή η διεύθυνση της μέσης συνιστώσας τάσης συμπίπτει με τη διεύθυνση του άξονα Β. Τα υλικά

σημεία που βρίσκονται στον άξονα αυτό έχουν την ιδιότητα να μην υφίστανται μετάθεση κατά τη σχετική ολίσθηση των τεμαχών του ρήγματος, γι' αυτό και ο άξονας Β λέγεται και μηδενικός άξονας (ή διάνυσμα μηδέν). Οι τρεις άξονες Π, Τ και Β αντιστοιχούν στις τρεις κύριες συνιστώσες τάσης (θλίψης ή συμπίεσης, εφελκυσμού και μέση συνιστώσα τάσης αντίστοιχα) μόνο στην περίπτωση όπου το υλικό στον εστιακό χώρο είναι ομογενές. Παρατηρήθηκε ότι στη φύση ο άξονας της κύριας θλίψης σχηματίζει με τον άξονα Α γωνία μικρότερη των 45^{ο}, λόγω εσωτερικών τριβών.

3.1.3 ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΣΤΗΝ ΕΣΤΙΑ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΟΥ

Παρατηρήσεις στα σεισμογράμματα των διαφόρων σεισμολογικών σταθμών που κατέγραψαν ένα σεισμικό γεγονός έδειξαν ότι η φορά της πρώτης κίνησης, που οφείλεται στα P-κύματα ορισμένου σεισμού, δεν είναι ίδια σε όλους τους σταθμούς. Ορισμένοι σταθμοί γράφουν την πρώτη κίνηση ως συμπίεση, C, ενώ οι υπόλοιποι σταθμοί γράφουν την πρώτη κίνηση ως αραίωση, D. Ο τρόπος κατανομής των συμπιέσεων και αραιώσεων, που οφείλονται σε ορισμένο σεισμό, εξαρτάται αποκλειστικά από το μηχανισμό γένεσης του σεισμού και συγκεκριμένα από τον προσανατολισμό του επιπέδου του ρήγματος και του διανύσματος της μετάθεσης. Οι σεισμολογικοί σταθμοί όπου φτάνουν οι πρώτες κινήσεις των P-κυμάτων, τα οποία αναχωρούν από την εστία κατά τις διευθύνσεις που βρίσκονται στις δύο κατακορυφήν στερεές γωνίες που σχηματίζονται από το επίπεδο του ρήγματος και το βοηθητικό επίπεδο, γράφουν τις πρώτες αυτές κινήσεις ως συμπιέσεις. Αντίθετα, οι σταθμοί όπου φτάνουν οι πρώτες κινήσεις των P-κυμάτων που αναχωρούν από την εστία κατά διευθύνσεις που βρίσκονται στις δύο άλλες κατακορυφήν στερεές γωνίες, γράφουν αυτές ως αραιώσεις (σχήμα 3.5). Σε ποιο από τα ζεύγη γωνιών παρατηρούνται οι συμπιέσεις και σε ποιο οι αραιώσεις εξαρτάται από τη φορά ολίσθησης των τεμαχών στην εστία.

Για έναν ορισμένο σεισμό, η κατανομή των συμπιέσεων και των αραιώσεων από τις πρώτες αφίξεις των P-κυμάτων εξαρτάται από τον προσανατολισμό του επιπέδου του ρήγματος (αζιμούθιο, ξ και κλίση, δ) καθώς και από τον προσανατολισμό του διανύσματος μετάθεσης (αζιμούθιο, ξ, κλίση, δ και γωνία ολίσθησης, λ.)



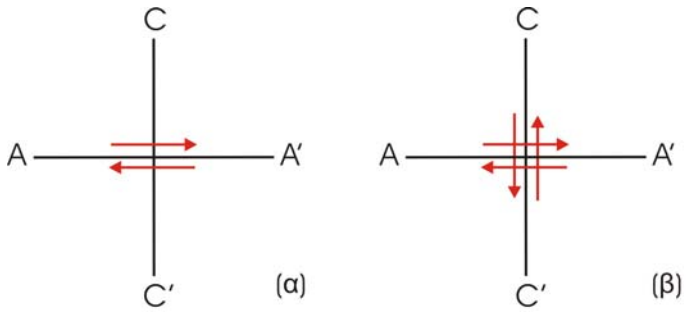
Σχήμα 3.5: Οι πρώτες κινήσεις των επιμήκων P-κυμάτων που καταγράφονται σε σεισμόμετρα που βρίσκονται σε σεισμολογικούς σταθμούς S1, S2, S3 και S4, σε διάφορες διευθύνσεις επιτρέπουν τον καθορισμό του προσανατολισμού του ρήγματος. Τα P-κύματα, για τα οποία η προς τα «πάνω» κίνηση (από την πηγή) είναι συμπιεστική και η προς τα «κάτω» κίνηση (προς την πηγή) είναι εφελκυστική, περιγράφουν μια απλή εναλλαγή των πρώτων αποκλίσεων στα τεταρτημόρια για ένα κατακόρυφο ρήμα οριζόντιας μετατόπισης. (τροποπ. από Bolt, 1988. Copyright ©1988 by W. H. Freeman and Co.)

Αν είναι γνωστή η κατανομή των συμπιέσεων και αραιώσεων από παρατηρήσεις σε διάφορους σεισμολογικούς σταθμούς, μπορούν να προσδιοριστούν δύο επίπεδα τα οποία χωρίζουν τις συμπιέσεις από τις αραιώσεις. Από τα δύο αυτά επίπεδα το ένα είναι το επίπεδο του ρήγματος και το άλλο είναι το βοηθητικό επίπεδο, ο καθορισμός όμως για το ποίο είναι το βοηθητικό και ποιο το κύριο επίπεδο του ρήγματος δεν είναι εφικτός χωρίς περισσότερα στοιχεία. Η κατανομή των συμπιέσεων και των αραιώσεων στους σταθμούς θα είναι ακριβώς η ίδια όποιο από τα δύο επίπεδα θεωρηθεί ως το κύριο επίπεδο του ρήγματος. Η χρήση των δεδομένων από

τις αφίξεις των εγκαρσίων S-κυμάτων δεν είναι σε θέση να δώσει λύση στο δισήμαντο αυτό πρόβλημα το οποίο αντιμετωπίζεται με τη συναξιολόγηση άλλων στοιχείων, όπως τα δεδομένα από επιφανειακά κύματα, η κατανομή των μετασεισμών, η επιφανειακή εκδήλωση του σεισμογόνου ρήγματος, καθώς και μορφολογικά και γεωλογικά στοιχεία.

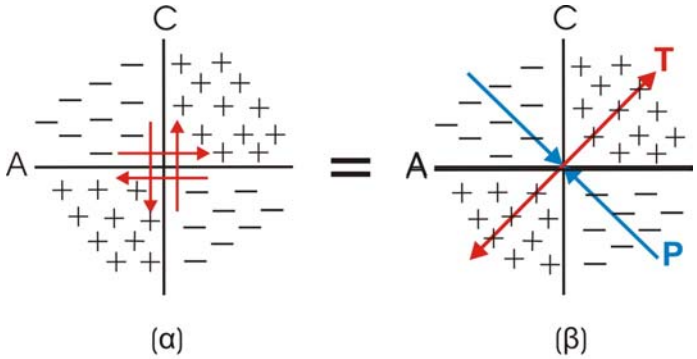
Η κατανομή συμπιέσεων και αραιώσεων με βάση τις πρώτες αφίξεις των P-κυμάτων δεν είναι αρκετή για το διαχωρισμό του κύριου από το βοηθητικό επίπεδο του ρήγματος, αλλά είναι ικανή για τον καθορισμό των διευθύνσεων των κυρίων αξόνων τάσης. Το πρόβλημα αυτό λύνεται μονοσήμαντα, καθώς ανεξάρτητα από το ποιο είναι το επίπεδο του ρήγματος και ποιο το βοηθητικό επίπεδο, οι διευθύνσεις των αξόνων μέγιστης συμπίεσης (θλίψης), P και μέγιστου εφελκυσμού, T, παραμένουν σταθερές.

Δύο βασικές υποθέσεις μπορούν να ερμηνεύσουν την κατανομή των συμπιέσεων και αραιώσεων (σχήμα 3.6). Η πρώτη υπόθεση θεωρεί ότι η γένεση των σεισμών οφείλεται σε «ένα ζεύγος δυνάμεων» (force couple), οι οποίες είναι αντίθετες και ενεργούν στις δυο πλευρές του ρήγματος παράλληλα προς τη διεύθυνση του διανύσματος μετάθεσης (σχήμα 3.6α). Η δεύτερη υπόθεση θεωρεί ότι εκτός από το ζεύγος των δύο δυνάμεων που ενεργούν παράλληλα προς το διάνυσμα της μετάθεσης (άξονας A) επιδρά στην εστία και ένα δεύτερο ζεύγος δυνάμεων οι οποίες ενεργούν στις δύο πλευρές του βοηθητικού επιπέδου, παράλληλα στον άξονα C. Το σύστημα που αποτελείται από τα δύο αυτά αντίθετα ζεύγη δυνάμεων (αντίθετες ροπές) ονομάζεται «διπλό ζεύγος δυνάμεων» (double couple) (σχήμα 3.6β). Πολλά θεωρητικά και πειραματικά στοιχεία έχουν δείξει ότι στις εστίες των σεισμών εφαρμόζεται το «διπλό ζεύγος δυνάμεων»



Σχήμα 3.6: Μοντέλο του ενός ζεύγους δυνάμεων (α) και μοντέλο του διπλού ζεύγους δυνάμεων (β), για την ερμηνεία της κατανομής των πρώτων αποκλίσεων των επιμήκων κυμάτων. (Παπαζάχος, 1997)

Αν θεωρήσουμε ότι στην εστία ενός σεισμού εφαρμόζεται «διπλό ζεύγος δυνάμεων», δηλαδή, επιδρούν δύο ζεύγη δυνάμεων, των οποίων οι ροπές είναι αντίθετες (σχήμα 3.7α), τότε αποδεικνύεται ότι το σύστημα αυτό των τεσσάρων δυνάμεων είναι ισοδύναμο με ένα σύστημα τεσσάρων δυνάμεων, δύο συμπιεστικών και δύο εφελκυστικών, που διχοτομούν τις τέσσερις κατακορυφήν γωνίες που ορίζονται από τους άξονες Α και C ανά δύο αντίστοιχα (σχήμα 3.7β)



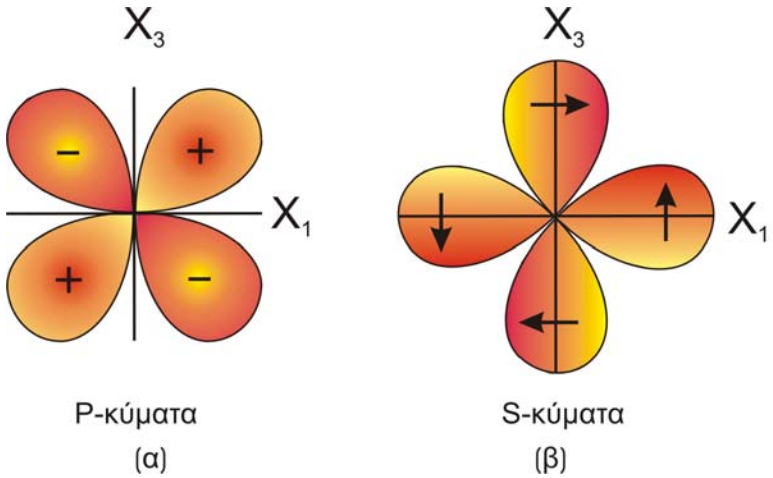
Σχήμα 3.7: Μοντέλο όπου εφαρμόζεται το «διπλό ζεύγος δυνάμεων» (α) και ισοδύναμο μοντέλο τεσσάρων δυνάμεων, εφελκυστικών και συμπιεστικών που διχοτομούν ανά δύο τις κατακορυφήν γωνίες που σχηματίζουν οι άξονες Α και C (β). Με (+) και (-) εμφανίζονται οι συμπιέσεις και οι αραιώσεις αντίστοιχα των πρώτων αποκλίσεων των επιμήκων κυμάτων.

Τα πλάτη των P-κυμάτων στην περίπτωση αυτή δίνονται από τη σχέση

$$u_a = \frac{1}{4\pi\rho}\frac{\chi\psi}{\alpha^3 R^3} F'(t-\frac{R}{\alpha}) \qquad (3.1)$$

όπου α είναι η ταχύτητα διάδοσης των επιμήκων κυμάτων, ρ, είναι η πυκνότητα του μέσου διάδοσης των κυμάτων, R, η υποκεντρική απόσταση του σταθμού αναγραφής των κυμάτων και χ, ψ οι συντεταγμένες του σταθμού ως προς τους άξονες Α και C.

Από τη σχέση αυτή προκύπτει ότι οι ορικές επιφάνειες των επιμήκων κυμάτων είναι το επίπεδο του ρήγματος (ψ=0) και το βοηθητικό επίπεδο (χ=0). Στο σχήμα 3.8α παρουσιάζεται η αζιμουθιακή κατανομή των πλατών των επιμήκων κυμάτων (P), καθώς και η φορά της πρώτης κίνησης των κυμάτων στο επίπεδο δράσης, με την εφαρμογή πάντα του «διπλού ζεύγους δυνάμεων». Τα P-κύματα αναχωρούν από την εστία ως συμπίεση (+) στις δύο δίεδρες κατακορυφήν γωνίες που σχηματίζονται από το επίπεδο του ρήγματος και το βοηθητικό επίπεδο και ως αραίωση στις δύο άλλες δίεδρες γωνίες. Παρατηρείται ότι τα πλάτη των P-κυμάτων παρουσιάζουν μέγιστες (κατά απόλυτη τιμή) τιμές στις διχοτόμους των γωνιών που σχηματίζουν τα δύο επίπεδα, ενώ μηδενίζονται επάνω στο επίπεδο του ρήγματος και το βοηθητικό επίπεδο, σχηματίζοντας έτσι μια χαρακτηριστική τετραλοβική μορφή αν παρασταθούν γραφικά (σχήμα 3.8α).



Σχήμα 3.8: Αζιμουθιακή κατανομή (radiation pattern) των πλατών των P-κυμάτων (α) και των S-κυμάτων (β) όταν στην εστία επιδρούν δυο ζεύγη δυνάμεων ή το ισοδύναμο με αυτά σύστημα δυνάμεων που περιγράφηκε στο σχήμα 3.7.

Ευνόητο είναι ότι τα πλάτη των κυμάτων είναι σε πλήρη αναλογία με την ακτινοβολούμενη σεισμική ενέργεια, και συνεπώς δεν θα ήταν λάθος αν αποκαλούσαμε τις παραπάνω παραστάσεις ως αζιμουθιακές κατανομές της ακτινοβολίας της σεισμικής ενέργειας των P και S-κυμάτων αντίστοιχα.

Σχέσεις αντίστοιχες της σχέσης (3.1) έχουν προκύψει και για τα SH και SV εγκάρσια κύματα και η αζιμουθιακή κατανομή των πλατών των κυμάτων αυτών στην περίπτωση που έχουμε επίσης επίδραση «διπλού ζεύγους δυνάμεων» παρουσιάζεται στο σχήμα 3.8β. Και εδώ εμφανίζεται μια χαρακτηριστική τετραλοβική μορφή με στοιχεία κεντρικής συμμετρίας. Αυτή τη φορά οι μέγιστες τιμές των πλατών εμφανίζονται επάνω στα επίπεδα του ρήγματος και το βοηθητικό επίπεδο, ενώ μηδενίζονται στις διχοτόμους των γωνιών που σχηματίζουν τα επίπεδα αυτά μεταξύ τους.

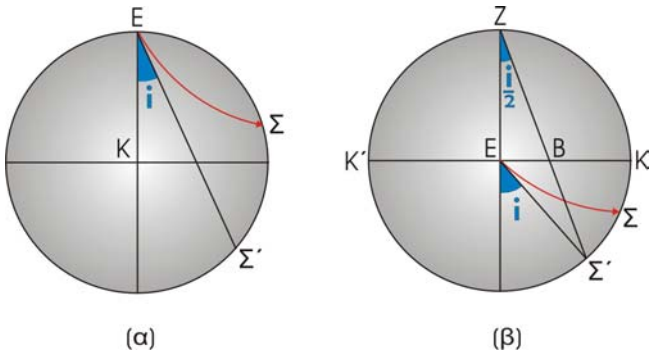
3.1.4 ΜΕΘΟΔΟΣ ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΥ ΤΟΥ ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΥ ΓΕΝΕΣΗΣ ΕΝΟΣ ΣΕΙΣΜΟΥ

Όπως αναφέρθηκε νωρίτερα, ο διαχωρισμός των πρώτων αφίξεων των επιμήκων κυμάτων σε συμπιέσεις και αραιώσεις και η κατανομή αυτών στο χώρο μπορούν να αποτελέσουν τη βάση για τον καθορισμό (όχι όμως και το διαχωρισμό) των δύο επιπέδων, του κύριου και του βοηθητικού επιπέδου το ρήγματος. στην περίπτωση όπου η διάδοση γίνεται

μέσα σε ομογενή Γη. Στην πραγματικότητα όμως κάτι τέτοιο δε συμβαίνει, με αποτέλεσμα οι σεισμικές ακτίνες να μην είναι ευθύγραμμες αλλά να υφίστανται καμπυλώσεις (πολλές φορές περίπλοκες) στην πορεία τους μέσα στη Γη. Ως εκ τούτου, υπάρχει η πιθανότητα μια συμπίεση, για παράδειγμα, να παρατηρηθεί μέσα σε ζώνη αραιώσεων ή και το αντίθετο. Αυτό δυσκολεύει την οριοθέτηση πάνω στην επιφάνεια της Γης των περιοχών συμπιέσεων και αραιώσεων με τη χρήση των πρώτων αποκλίσεων των P-κυμάτων σε διαφορετικούς σταθμούς και κατ' επέκταση και τον καθορισμό των δύο ορικών επιπέδων. Ο καθορισμός της τομής του επιπέδου του ρήγματος και του βοηθητικού επιπέδου με την επιφάνεια της Γης αποτελεί στην ουσία το πρόβλημα του προσδιορισμού του μηχανισμού γένεσης ενός σεισμού.

Το πρόβλημα της ακτινοβολίας μέσα στη μη ομογενή Γη, μπορεί να ξεπεραστεί αν θεωρήσουμε κάθε σταθμό όχι στην πραγματική του θέση, Σ, αλλά σε μια άλλη, ανηγμένη θέση, Σ΄, το σημείο δηλαδή, στο οποίο θα έτεμνε η σεισμική ακτίνα την επιφάνεια της Γης αν η Γη ήταν ομογενής και συνεπώς η ακτίνα ευθύγραμμη. Η θέση αυτή ορίζεται από την τομή της εφαπτόμενης της σεισμικής ακτίνας του σταθμού στην εστία, Ε, με την επιφάνεια της Γης (σχήμα 3.9α). Η γωνία i που σχηματίζει η εφαπτομένη αυτή με την κατακόρυφη που περνάει από την εστία είναι γνωστή ως γωνία ανάδυσης της σεισμικής ακτίνας.

Για τον καθορισμό των διευθύνσεων των κλίσεων του επιπέδου του ρήγματος και του βοηθητικού επιπέδου καθώς και των άλλων παραμέτρων που αφορούν το μηχανισμό γένεσης του σεισμού, επειδή είναι τεχνικά δύσκολο να εργασθούμε πάνω σε σφαίρα, εφαρμόζεται η μέθοδος της στερεογραφικής προβολής της εστιακής σφαίρας. Η προβολή των διαφόρων σημείων, γραμμών ή επιφανειών είναι συνηθέστερα ισεμβαδική (προβολή ίσων εμβαδών) με γίνεται με τη χρήση του δικτύου Schmidt.



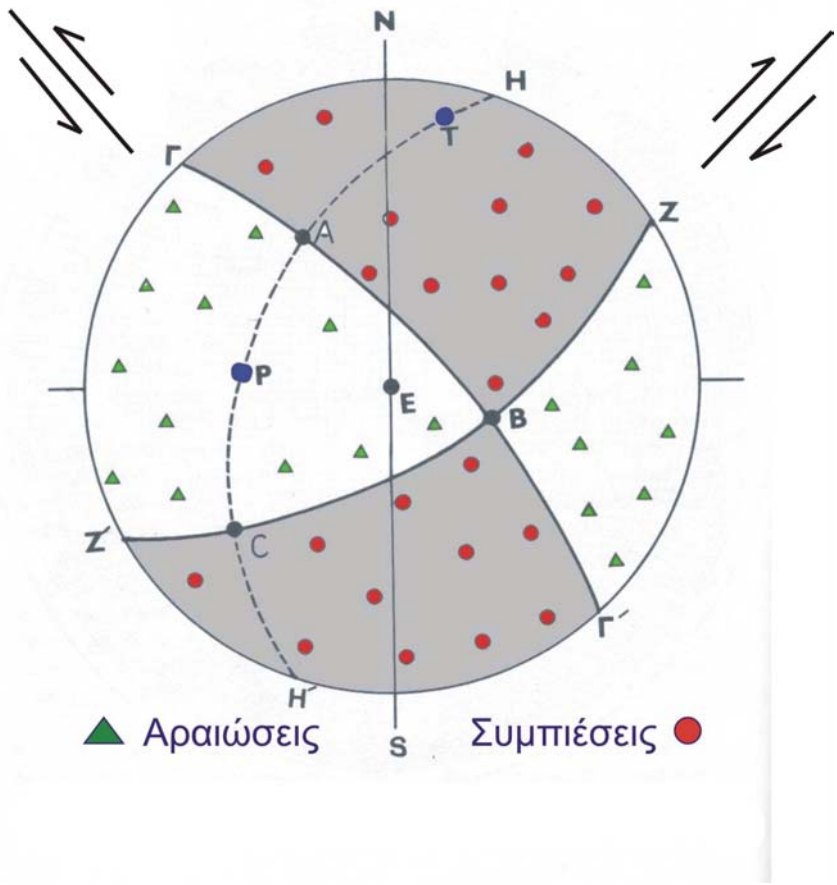
Σχήμα 3.9: (α): Προβολή της γήινης σφαίρας στο μέγιστο κύκλο που περνάει από την εστία, Ε, και το σταθμό Σ. Σ' είναι η ανηγμένη θέση, του σταθμού, Σ και *i* η γωνία ανάδυσης ή αναχώρησης, του σεισμικού κύματος. (β): Στερεογραφική προβολή της εστιακής σφαίρας. (τροποποίηση από Σκορδύλης, 1985)

Εστιακή σφαίρα λέγεται μια μικρή σφαίρα η οποία έχει κέντρο την εστία του σεισμού, η ακτίνα της ορίζεται ίση με τη μονάδα και το υλικό μέσα σε αυτή θεωρείται ομογενές και ισότροπο. Από τα δύο ημισφαίρια που χωρίζεται η εστιακή σφαίρα με το οριζόντιο επίπεδο που περνάει από την εστία, το κάτω ημισφαίριο είναι αυτό που συνήθως προβάλλεται. Ως επίπεδο προβολής λαμβάνεται το οριζόντιο επίπεδο που περνάει από το κέντρο της εστιακής σφαίρας (την εστία του σεισμού), ενώ σαν πόλος προβολής το ανώτερο σημείο Z της σφαίρας. Στο σχήμα 3.9β βλέπουμε την προβολή της εστιακής σφαίρας πάνω στο κατακόρυφο επίπεδο που περνάει από την εστία, Ε. Αν Σ΄ είναι η ανηγμένη θέση του σταθμού Σ, τότε η προβολή του πάνω στο επίπεδο προβολής ΚΚ΄ με επίπεδο προβολής το Z είναι το σημείο Β. Το σημείο αυτό ορίζεται από τις πολικές συντεταγμένες, δηλαδή από το αζιμούθιο του σταθμού ως προς το επίκεντρο και από την απόσταση EB=Rtan(i/2) ή για την προβολή ίσων εμβαδών (Schmidt), EB=$\sqrt{2}$Rsin(i/2) .

Σε περίπτωση που μια σεισμική ακτίνα τέμνει το πάνω ημισφαίριο της εστιακής σφαίρας, τότε προβάλλουμε στο επίπεδο προβολής το αντιδιαμετρικό του σημείου που θα βρίσκεται στο κάτω ημισφαίριο.

Αφού προβληθούν όλες οι θέσεις των σταθμών πάνω στο επίπεδο προβολής, χαράζουμε δύο μέγιστους κύκλους, ο καθένας από τους οποίους περνάει από τον πόλο του άλλου (πόλοι Α και C αντίστοιχα) και οι οποίοι ορίζουν πάνω στο επίπεδο προβολής τέσσερα μέρη, τα οποία έχουν την ιδιότητα ανά δύο κατακορυφήν να περιέχουν μόνο συμπιέσεις και μόνο αραιώσεις αντίστοιχα (σχήμα 3.10).

Αν η εστία βρίσκεται μέσα σε περιοχή συμπιέσεων ((+) ή κόκκινοι κύκλοι), η διάρρηξη είναι ανάστροφη, ενώ αντίθετα η διάρρηξη είναι κανονική αν η εστία βρίσκεται σε περιοχή αραιώσεων ((-) ή πράσινα τρίγωνα), όπως ισχύει στην περίπτωση του σχήματος 3.10. Ο μέγιστος κύκλος που ορίζεται από τους πόλους των δύο ορικών επιπέδων είναι το επίπεδο δράσης. Πάνω σε αυτό το επίπεδο ορίζουμε δυο σημεία που απέχουν 45^{ο} από τους πόλους των ορικών επιπέδων και βρίσκονται εκατέρωθεν αυτών των πόλων. Το σημείο που βρίσκεται στη ζώνη των αραιώσεων είναι ο πόλος του άξονα μέγιστης συμπιεστικής τάσης, P, ενώ το σημείο που βρίσκεται στη ζώνη συμπιέσεων είναι ο πόλος του άξονα μέγιστης εφελκυστικής τάσης, T, (ή ελάχιστης συμπιεστικής τάσης, P). Η τομή των προβολών των δύο ορικών επιπέδων είναι ο πόλος του άξονα της μέσης συνιστώσας τάσης, Β. Το διάνυσμα κίνησης βρίσκεται πάντα πάνω στο επίπεδο του ρήγματος και ορίζεται από το ευθύγραμμο τμήμα που ενώνει την εστία με τον πόλο του βοηθητικού επιπέδου.



Σχήμα 3.10: Καθορισμός του μηχανισμού γένεσης ενός σεισμού με βάση την κατανομή των πρώτων αποκλίσεων των επιμήκων κυμάτων και με τη χρήση του δικτύου Wulf ή Schmidt. Τα δύο επίπεδα που ορίζονται διαχωρίζουν τις συμπιέσεις (κόκκινοι κύκλοι) από τις αραιώσεις (πράσινα τρίγωνα) (τροποπ. από Παπαζάχος, 1997)

Πολλές μέθοδοι έχουν χρησιμοποιηθεί για τον καθορισμό του μηχανισμού γένεσης ενός σεισμού, οι σημαντικότερες από τις οποίες αναφέρονται επιγραμματικά ακολούθως:

- Με τη χρήση των επιμήκων κυμάτων.
  - Η μέθοδος της πρώτης απόκλισης των επιμήκων (P) κυμάτων η οποία όπως ειπώθηκε δε μπορεί να λύσει με μονοσήμαντο τρόπο το πρόβλημα της διάκρισης του επιπέδου του ρήγματος από το βοηθητικό επίπεδο ή το ισοδύναμο πρόβλημα του καθορισμού της διεύθυνσης του διανύσματος της μετάθεσης.
- Με τη χρήση των εγκαρσίων κυμάτων.
  - Η μέθοδος κατανομής των πρώτων αποκλίσεων των SH και SV εγκαρσίων κυμάτων. Παρουσιάζει αρκετά μειονεκτήματα λόγω δυσκολίας ανάγνωσης των αποκλίσεων των S-κυμάτων.

- Η μέθοδος καθορισμού των γραμμών πόλωσης των εγκαρσίων κυμάτων. Δεν έχει ιδιαίτερα μειονεκτήματα και χρησιμοποιείται συχνά.

o Με τη χρήση επιμήκων και εγκαρσίων κυμάτων.

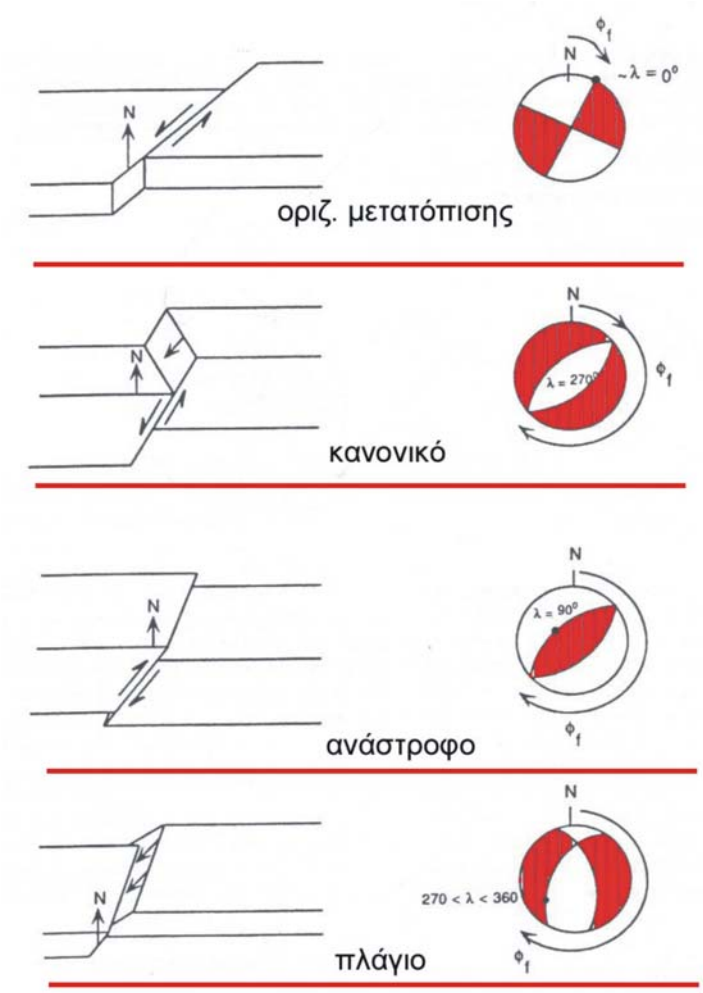
- Η μέθοδος αζιμουθιακής κατανομής των πλατών των εγκαρσίων και επιμήκων κυμάτων σε παράθυρο χρόνου ή συχνοτήτων. Μειονεκτεί γιατί η κατανομή των πλατών δεν εξαρτάται μόνο από τον τρόπο ακτινοβολίας της σεισμικής ενέργειας στην εστία αλλά και από άλλους παράγοντες (μέσο διάδοσης, γεωλογία).
- Η μέθοδος της προσομοίωσης κυματομορφών (waveform modeling)

o Με τη χρήση επιφανειακών κυμάτων.

Έχουν προταθεί διάφορες μέθοδοι για τον καθορισμό του μηχανισμού γένεσης των σεισμών όπως:

- Η μέθοδος αζιμουθιακής μεταβολής της φάσης και του πλάτους των κυμάτων Love ή Rayleigh.
- Η μέθοδος της κατευθυντικότητας, με βάση τη φασματική ανάλυση επιφανειακών κυμάτων.

Σε γενικές γραμμές φαίνεται ότι οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών βοηθούν στον καθορισμό του προσανατολισμού του επιπέδου του ρήγματος, της διεύθυνσης των κινηματικών αξόνων και των αξόνων των κύριων τάσεων, καθώς και στον καθορισμό του είδους της διάρρηξης. Το είδος της διάρρηξης καθορίζεται επίσης και από τις τιμές που παίρνει η γωνία ολίσθησης, λ. Στο σχήμα 3.11 παρουσιάζονται τα κυριότερα είδη διαρρήξεων ή ρηγμάτων και οι μηχανισμοί γένεσης (beach-ball) στους οποίους αντιστοιχούν.



Σχήμα 3.11: Χαρακτηριστικά παραδείγματα ρηγμάτων (αριστερά) και αντίστοιχων ισεμβαδικών προβολών τους (δεξιά). Διακρίνονται ένα ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης, ένα κανονικό, ένα ανάστροφο και ένα πλάγιο ρήγμα. (τροποπ. από Lay and Wallace, 1995)

Στον πίνακα 3.1 που ακολουθεί, μπορούμε να δούμε κάθε ένα από τα είδη των διαρρήξεων με ποιες τιμές της γωνίας ολίσθησης σχετίζεται. Ο καθορισμός του είδους της διάρρηξης (Zoback, 1992) σε σχέση με την κλίση που έχουν οι άξονες μέγιστης συμπίεσης P και μέγιστου εφελκυσμού T παρουσιάζεται στον ίδιο πίνακα, καθώς και τη θέση την οποία έχουν οι άξονες συμπίεσης, P και εφελκυσμού, T, στις ακραίες περιπτώσεις κανονικής και ανάστροφης διάρρηξης.

Πίνακας 3.1: Συσχετισμός είδους ρηγμάτων με τις τιμές της γωνίας ολίσθησης λ και της κλίσης των P και T αξόνων (Zoback, 1992).

Γωνία Ολίσθησης λ	Χαρακτηρισμός Διάρρηξης (ρήγματος)	
0^0 έως 45^0	Αριστερόστροφη με ανάστροφη συνιστώσα	
45^0 έως 90^0	Ανάστροφη με αριστερόστροφη συνιστώσα	
90^0 έως 135^0	Ανάστροφη με δεξιόστροφη συνιστώσα	
135^0 έως 180^0	Δεξιόστροφη με ανάστροφη συνιστώσα	
-180^0 έως $-135^{0'}$	Δεξιόστροφη με κανονική συνιστώσα	
-135^0 έως $-90^{0'}$	Κανονική με δεξιόστροφη συνιστώσα	
-90^0 έως $-45^{0'}$	Κανονική με αριστερόστροφη συνιστώσα	
-45^0 έως $0^{0'}$	Αριστερόστροφη με κανονική συνιστώσα	
0^0	Οριζόντιας Μετατόπισης αριστερόστροφη	
90^0	Ανάστροφη	
180^0 ή -180^0	Οριζόντιας Μετατόπισης δεξιόστροφη	
-90^0	Κανονική	
Κλίση *P* άξονα	**Κλίση *T* άξονα**	**Χαρακτηρισμός ρήγματος**
$\delta \geq 52^0$	$\delta \leq 35^0$	Κανονικό
$40^0 \leq \delta < 52^0$	$\delta \leq 20^0$	Κανονικό με συνιστώσα οριζ. Μετατόπισης
$\delta < 40^0$	$\delta < 40^0$	Οριζόντιας μετατόπισης
$\delta \leq 20^0$	$40^0 \leq \delta < 52^0$	Ανάστροφο
$\delta \leq 35^0$	$\delta \geq 52^0$	Ανάστροφο με συνιστώσα οριζ. Μετατόπισης
Θέση *P* άξονα	**Θέση *T* άξονα**	***Χαρακτηρισμός Διάρρηξη***
Κατακόρυφος	Οριζόντιος	Κανονική
Οριζόντιος	Κατακόρυφος	Ανάστροφη

3.2 ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΜΗΧΑΝΙΣΜΩΝ ΓΕΝΕΣΗΣ ΣΕΙΣΜΩΝ

3.2.1 ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗ ΤΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Η ολοκλήρωση της βάσης των ψηφιακών κυματομορφών, ώστε αυτές να είναι συμβατές με το πρόγραμμα σεισμολογικών αναλύσεων SAC2000 (Goldstein and Minner, 1995) για κάθε σεισμό, αποτέλεσε ένα σημαντικό βήμα στην την πορεία της διατριβής, καθώς με τον τρόπο αυτό γίνεται απλούστερη η αναζήτηση οποιασδήποτε κυματομορφής και ο εντοπισμός εκ νέου των πρώτων αφίξεων των P και S-κυμάτων.

Για τους σεισμούς που σημειώθηκαν στον Β. Ελληνικό χώρο για το χρονικό διάστημα 1989-1999 (εκτός της ακολουθίας του σεισμού της Κοζάνης 1995) υπολογίστηκαν οι μηχανισμοί γένεσης με απώτερο σκοπό τον καθορισμό του πεδίου των τάσεων για την περιοχή.

Από στοιχεία βιβλιογραφίας οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών της Ελλάδας έχουν μελετηθεί τόσο με την χρήση των πρώτων αποκλίσεων των επιμήκων κυμάτων όπως καταγράφηκαν σε μακρινούς σταθμούς (Papazachos, 1961; Delibasis, 1968; Papazachos and Delibasis, 1969; Ritsema, 1974; Mckenzie, 1972, 1978), των πρώτων αποκλίσεων των επιμήκων κυμάτων από

τοπικά δίκτυα (Hatzfeld et al., 1988; Hatzidimitriou et al., 1991) καθώς και από την αντιστροφή των κυμάτων χώρου και την παραγωγή συνθετικών σεισμογραμμάτων (Kiratzi and Langston, 1989, 1991; Taymaz et al., 1990, 1991; Papadimitriou, 1993; Louvari et al., 1997). Η μέθοδος που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διατριβή για τον προσδιορισμό των μηχανισμών γένεσης των σεισμών ήταν η μέθοδος των πρώτων αποκλίσεων των επιμήκων κυμάτων και για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα *FPFIT* (Reasenberg and Oppenheimer, 1985).

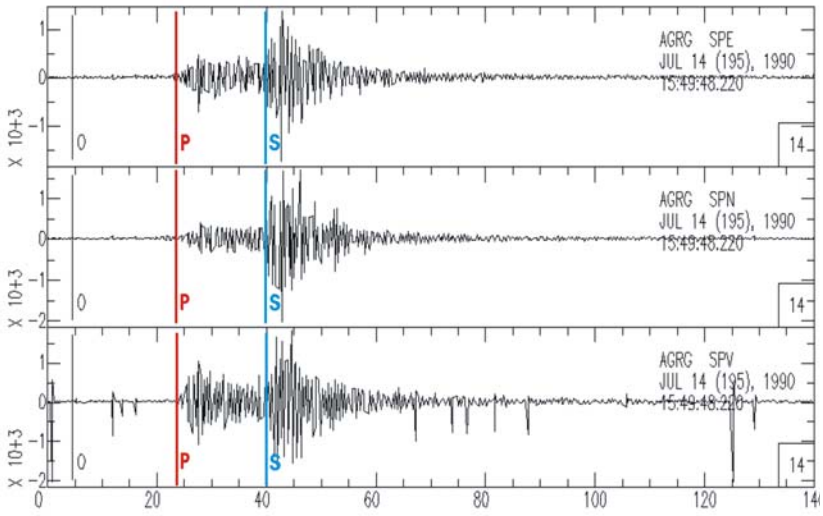
Από το σύνολο των 15000 σεισμών που συγκεντρώθηκαν επιλέχθηκαν σε δεύτερο βαθμό μόνο εκείνοι που αφορούσαν την ευρύτερη περιοχή της Μυγδονίας, όπως αυτή ορίζεται από τις συντεταγμένες 40.0^{o}-41.0^{o}N και 22.5^{o}-24.0^{o}E. Έχοντας τις κυματομορφές σε SAC μορφή για κάθε έναν σεισμό σημειώθηκαν οι πρώτες αφίξεις των επιμήκων κυμάτων σε όλους τους διαθέσιμους σταθμούς του μόνιμου δικτύου του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. Να επισημανθεί ότι χρησιμοποιήθηκαν οι αφίξεις εκείνων των κυματομορφών οι οποίες παρουσίαζαν καλή αναλογία σήματος προς θόρυβο. Εντοπίστηκαν οι μεγαλύτεροι από αυτούς τους σεισμούς και άρχισε η ανάλυση των ψηφιακών πλέον κυματομορφών από τα SAC αρχεία. Για κάθε σεισμό υπάρχουν οι καταγραφές από όλους τους σταθμούς για τις τρεις συνιστώσες (ή μόνο τη μία συνιστώσα κατά περίπτωση)

Χρησιμοποιώντας το αρχείο με τις πρώτες αφίξεις των επιμήκων κυμάτων (*.pha*, hypo αρχείο) για κάθε έναν σεισμό καθώς και κατάλληλα μονοδιάστατα μοντέλα δομής των επιμήκων κυμάτων όπως αυτά προέκυψαν από γενικότερα τρισδιάστατα μοντέλα δομής (π.χ. Papazachos & Nolet, 1997; Papazachos and Scordilis, 1998; Papazachos 1998; Papazachos et al., 1998) εφαρμόστηκε το πρόγραμμα HYPOELLIPSE (Lahr, 1999) το οποίο χρησιμοποιείται στον προσδιορισμό των επικέντρων. Το archive αρχείο (*.arc*) το οποίο δημιουργεί το πρόγραμμα HYPOELLIPSE και το οποίο περιέχει στοιχεία που αφορούν τις παραμέτρους για κάθε σταθμό (π.χ. επικεντρική απόσταση, αζιμούθιο και γωνία πρόσπτωσης) χρησιμοποιήθηκε σαν εισαγόμενο αρχείο στο πρόγραμμα *FPFIT*. Στην διαδικασία επιλογής των πρώτων αποκλίσεων ανάλογα με την μορφή της πρώτης άφιξης χρησιμοποιήθηκαν διάφοροι χαρακτηρισμοί όπως **I** στην περίπτωση έντονης απόκλισης και **E** όταν η άφιξη είναι ασθενώς εισερχόμενη, ενώ με **U** ή + και **D** ή – περιγράφονται οι συμπιέσεις και οι αραιώσεις αντίστοιχα.

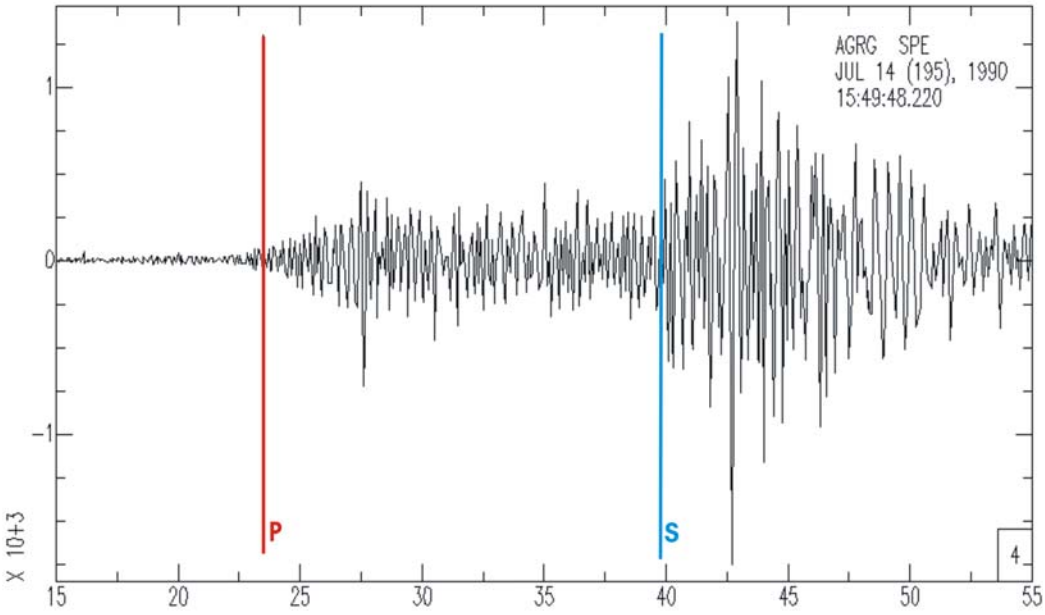
Στην πορεία επεξεργασίας των δεδομένων υπήρξαν αρκετές περιπτώσεις όπου η πρώτη άφιξη των επιμήκων κυμάτων εμφανίζονταν με σχεδόν μηδενικό πλάτος καταγραφής γεγονός που σημαίνει ότι στην προβολή της εστιακής σφαίρας μία τέτοια άφιξη θα πρέπει να βρίσκεται πάνω ή κοντά σε ένα από τα ορικά (ή μηδενικά) επίπεδα. Τέτοιες αφίξεις σημειώθηκαν ως **EP 0.**

3.2.2 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΚΥΜΑΤΟΜΟΡΦΩΝ ΜΕ ΤΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ "SAC2000"

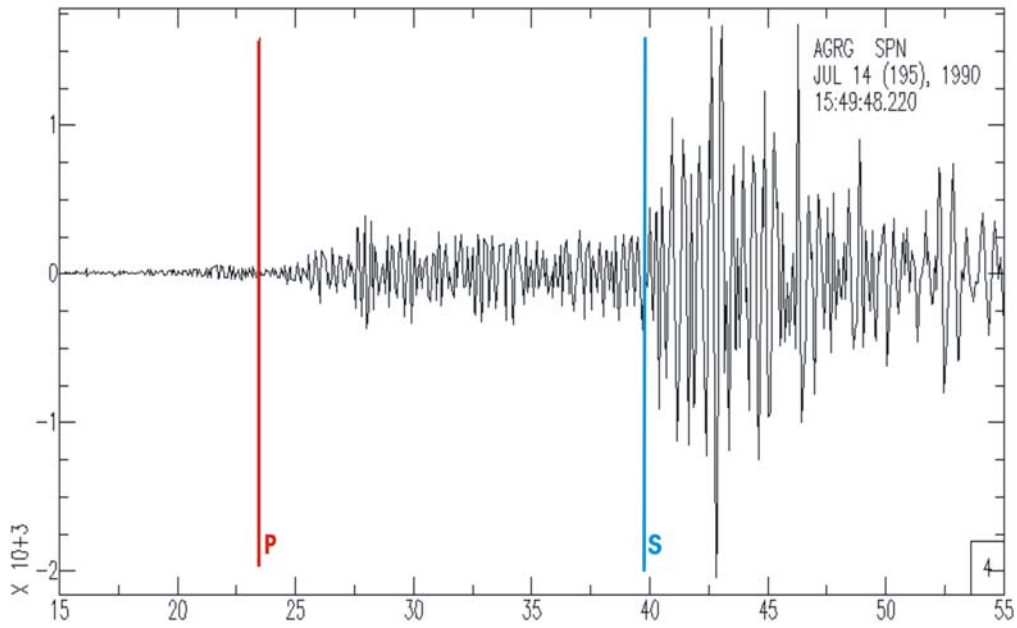
Στο σχήμα 3.12 παρουσιάζεται ενδεικτικά η κυματομορφή ενός σεισμού που έλαβε χώρα στις 14/07/1990, στην ευρύτερη περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης και συγκεκριμένα στην περιοχή της Αρναίας (φ=40°29.40΄, λ=23°37.20΄) και το μέγεθος του ήταν M_w=3.6. Στο σχήμα διακρίνεται ολόκληρη η καταγραφή του σεισμού στον σταθμό της Γρίβας (GRG) για τις τρεις συνιστώσες (δυο οριζόντιες Ε και Ν και μια κατακόρυφη V) με τη χρήση του προγράμματος ανάλυσης SAC2000. Στο ίδιο σχήμα διακρίνονται με κόκκινο και μπλε χρώμα οι θέσεις στις οποίες εντοπίζονται οι πρώτες αφίξεις των P και S-κυμάτων αντίστοιχα. Να σημειώσουμε ότι οι πρώτες αφίξεις των P-κυμάτων εντοπίζονται με τη χρήση της κατακόρυφης, V, συνιστώσας σε αντίθεση με τις αφίξεις των S-κυμάτων για τις οποίες προτιμούνται οι οριζόντιες (N και E). Περισσότερη λεπτομέρεια μας παρέχουν τα σχήματα 3.13-3.15 που ακολουθούν και παρουσιάζουν την αρχή της κυματομορφής για τις συνιστώσες E, N και V αντίστοιχα για τον ίδιο σταθμό πάντα. Στην περίπτωση αυτή, η επιλογή της χρονικής στιγμής εισόδου των επιμήκων και εγκαρσίων κυμάτων έγινε από τον αναλυτή στο Σεισμολογικό σταθμό του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. και όχι με τη χρήση της ψηφιακής κυματομορφής σε μορφή SAC. Αντίθετα, αυτή η διαδικασία εφαρμόστηκε για όλους τους υπόλοιπους (11) σταθμούς του δικτύου που κατέγραψαν το συγκεκριμένο σεισμικό γεγονός, όπου οι καταγραφές ήταν καθαρότερες.



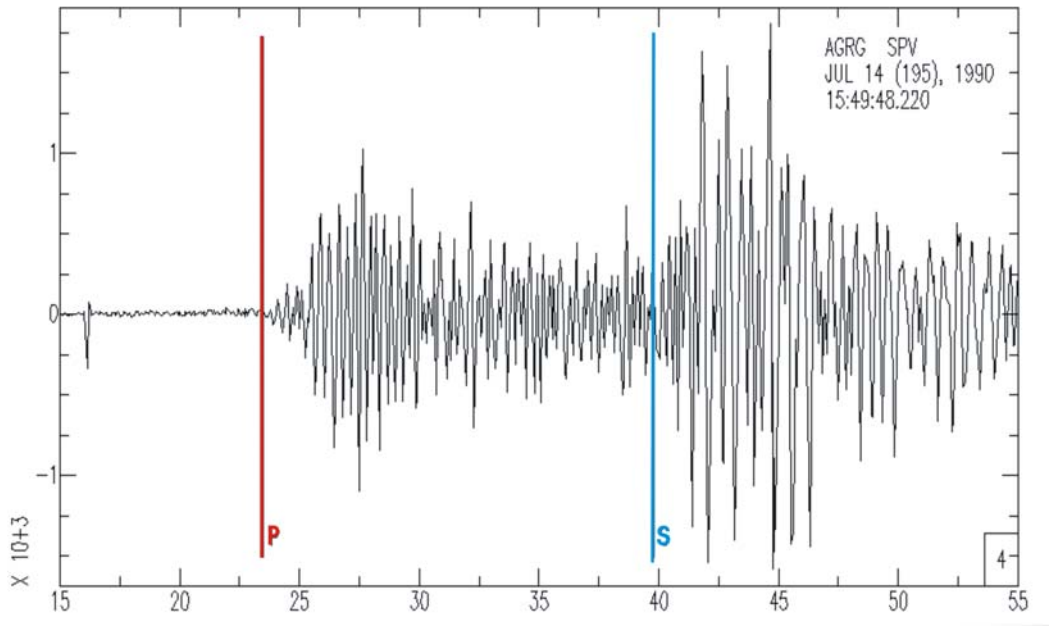
Σχήμα 3.12: Κυματομορφές από σεισμό στις 14/07/90 όπως καταγράφηκαν στις τρεις συνιστώσες στο σταθμό GRG (Γρίβα). Η κόκκινη και η μπλε γραμμή οριοθετούν την άφιξη των P και S-κυμάτων αντίστοιχα (παλαιότερη ανάλυση).



Σχήμα 3.13: Αρχή της κυματομορφής του σεισμού στις 14/07/90 όπως καταγράφηκε στην οριζόντια συνιστώσα Ε του σταθμού GRG (Γρίβα). Η κόκκινη και η μπλε γραμμή οριοθετούν την άφιξη των P και S-κυμάτων αντίστοιχα (παλαιότερη ανάλυση).



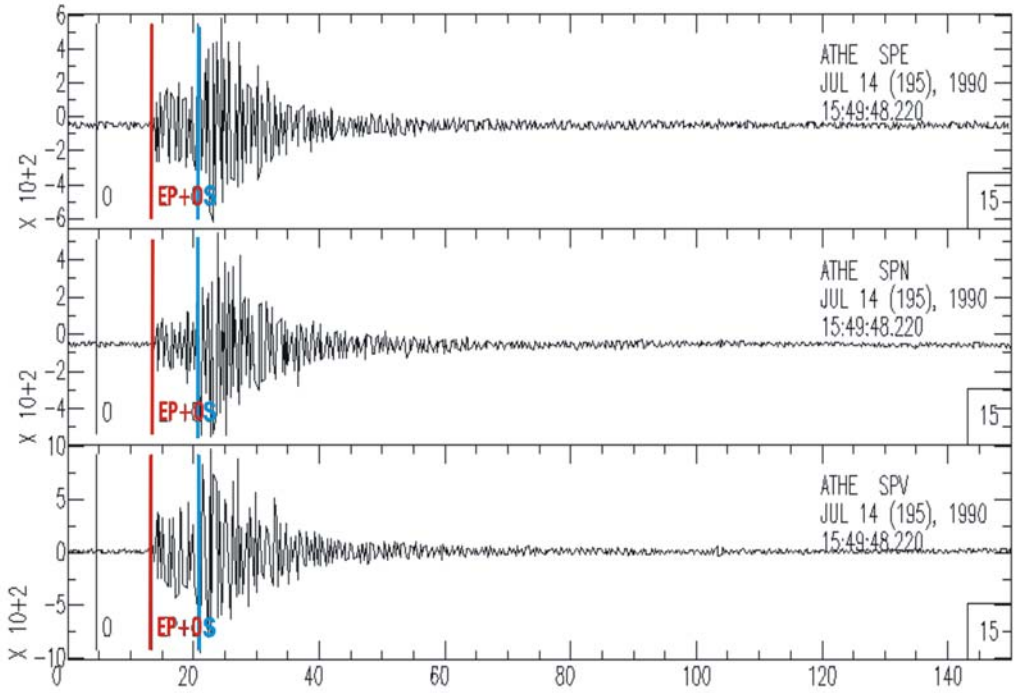
Σχήμα 3.14: Αρχή της κυματομορφής του σεισμού στις 14/07/90 όπως καταγράφηκε στην οριζόντια συνιστώσα Ν του σταθμού GRG (Γρίβα). Η κόκκινη και η μπλε γραμμή οριοθετούν την άφιξη των P και S-κυμάτων αντίστοιχα (παλαιότερη ανάλυση).



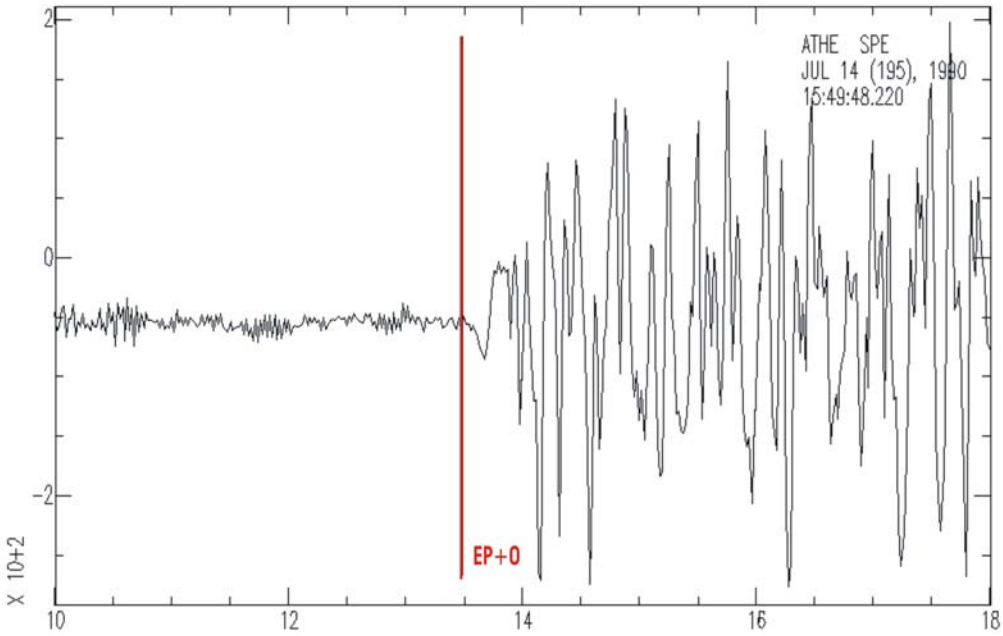
Σχήμα 3.15: Αρχή της κυματομορφής του σεισμού στις 14/07/90 όπως καταγράφηκε στην κατακόρυφη συνιστώσα V του σταθμού GRG (Γρίβα). Η κόκκινη και η μπλε γραμμή οριοθετούν την άφιξη των P και S-κυμάτων αντίστοιχα (παλαιότερη ανάλυση).

Παράδειγμα καταγραφής του ίδιου σεισμού, όπου έχει γίνει ανάλυση με το SAC αποτελεί εκείνη του σχήματος 3.16 από το σταθμό της Θεσσαλονίκης όπου φαίνονται συνδυαστικά και οι τρεις συνιστώσες, ενώ στα σχήματα 3.17-3.19 διακρίνεται λεπτομερώς ένα μέρος της καταγραφής όπου εντοπίζεται η είσοδος των επιμήκων κυμάτων, για κάθε συνιστώσα ξεχωριστά.

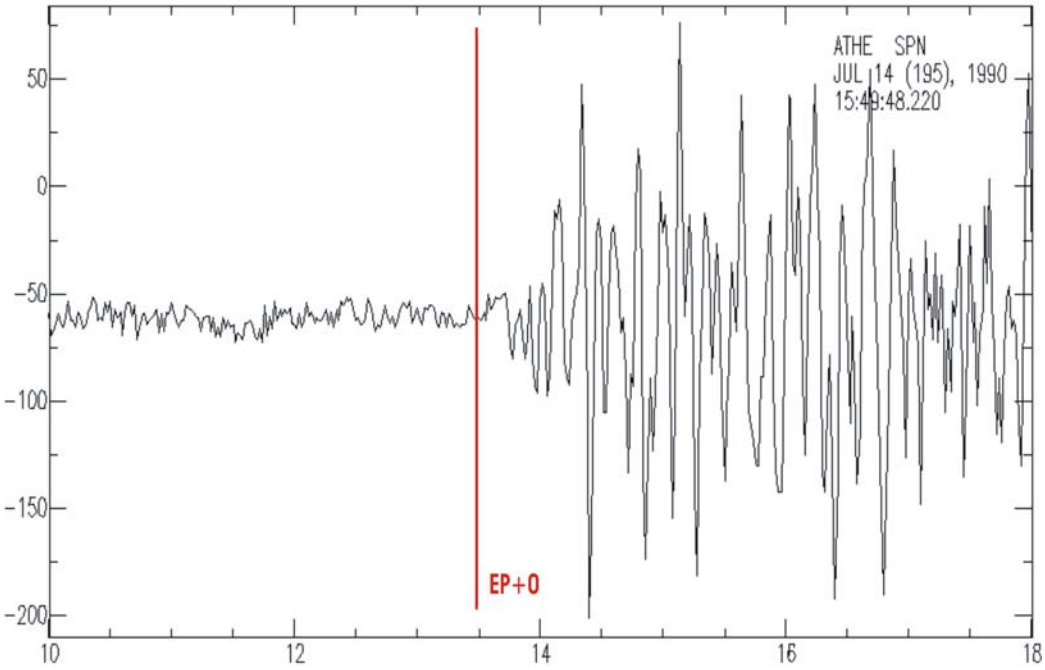
Η πρώτη άφιξη των P-κυμάτων εντοπίζεται πάντα από την κατακόρυφη, V συνιστώσα του σεισμομέτρου (σχήμα 3.19) και στη συγκεκριμένη περίπτωση είναι πολύ καθαρή. Συνεπώς, τόσο ο χαρακτηρισμός EP+0 στα σχήματα 3.17 και 3.18, όσο και ο χρονικός προσδιορισμός της άφιξης, οφείλεται στη συμπιεστική πρώτη απόκλιση των P-κυμάτων που καταγράφεται στην κατακόρυφη συνιστώσα (σχ.3.19). Σύμφωνα με όσα αναλύθηκαν νωρίτερα, η πρώτη άφιξη των P-κυμάτων στο σταθμό της Θεσσαλονίκης περιγράφει συμπίεση και χαρακτηρίζεται ως «ομαλή», χωρίς να εμφανίζει μεγάλο πλάτος και συνεπώς σε αυτήν αντιστοιχεί ο χαρακτηρισμός "EP+0", που καταχωρείται στο *hypo* αρχείο που αποτελεί βάση για τον υπολογισμό του μηχανισμού γένεσης του σεισμού με την εφαρμογή του προγράμματος *FPFIT*.



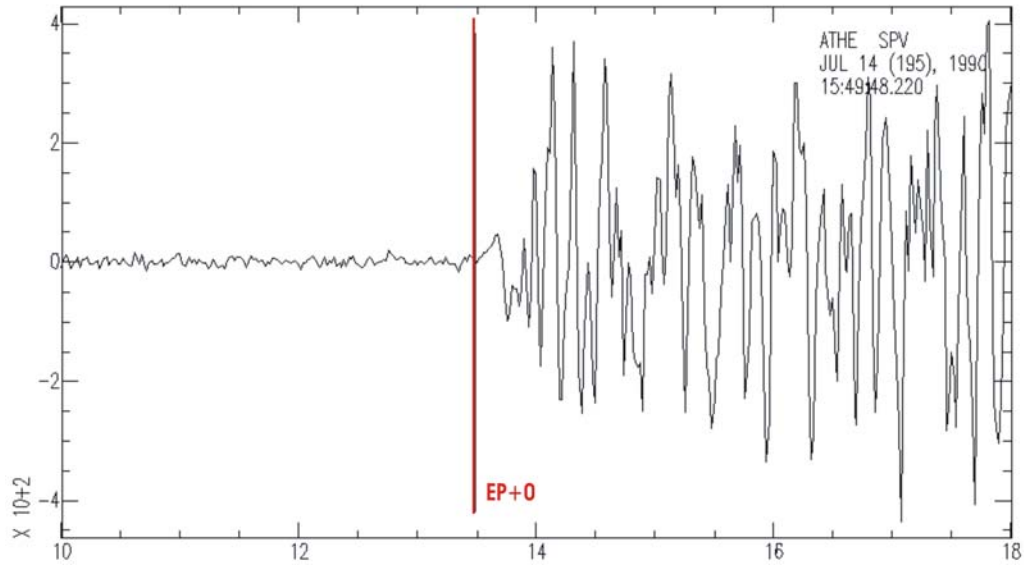
Σχήμα 3.16: Κυματομορφές από σεισμό στις 14/07/90 όπως καταγράφηκαν στις τρεις συνιστώσες στο σταθμό THE (Θεσσαλονίκη). Η κόκκινη και η μπλε γραμμή οριοθετούν την άφιξη των P και S-κυμάτων αντίστοιχα (ανάλυση με SAC).



Σχήμα 3.17: Αρχή της κυματομορφής του σεισμού στις 14/07/90 όπως καταγράφηκε στην οριζόντια συνιστώσα E του σταθμού THE (Θεσσαλονίκη). Η κόκκινη και η μπλε γραμμή οριοθετούν την άφιξη των P και S-κυμάτων αντίστοιχα (ανάλυση με SAC).



Σχήμα 3.18: Αρχή της κυματομορφής του σεισμού στις 14/07/90 όπως καταγράφηκε στην οριζόντια συνιστώσα N του σταθμού THE (Θεσσαλονίκη). Η κόκκινη και η μπλε γραμμή οριοθετούν την άφιξη των P και S-κυμάτων αντίστοιχα (ανάλυση με SAC).

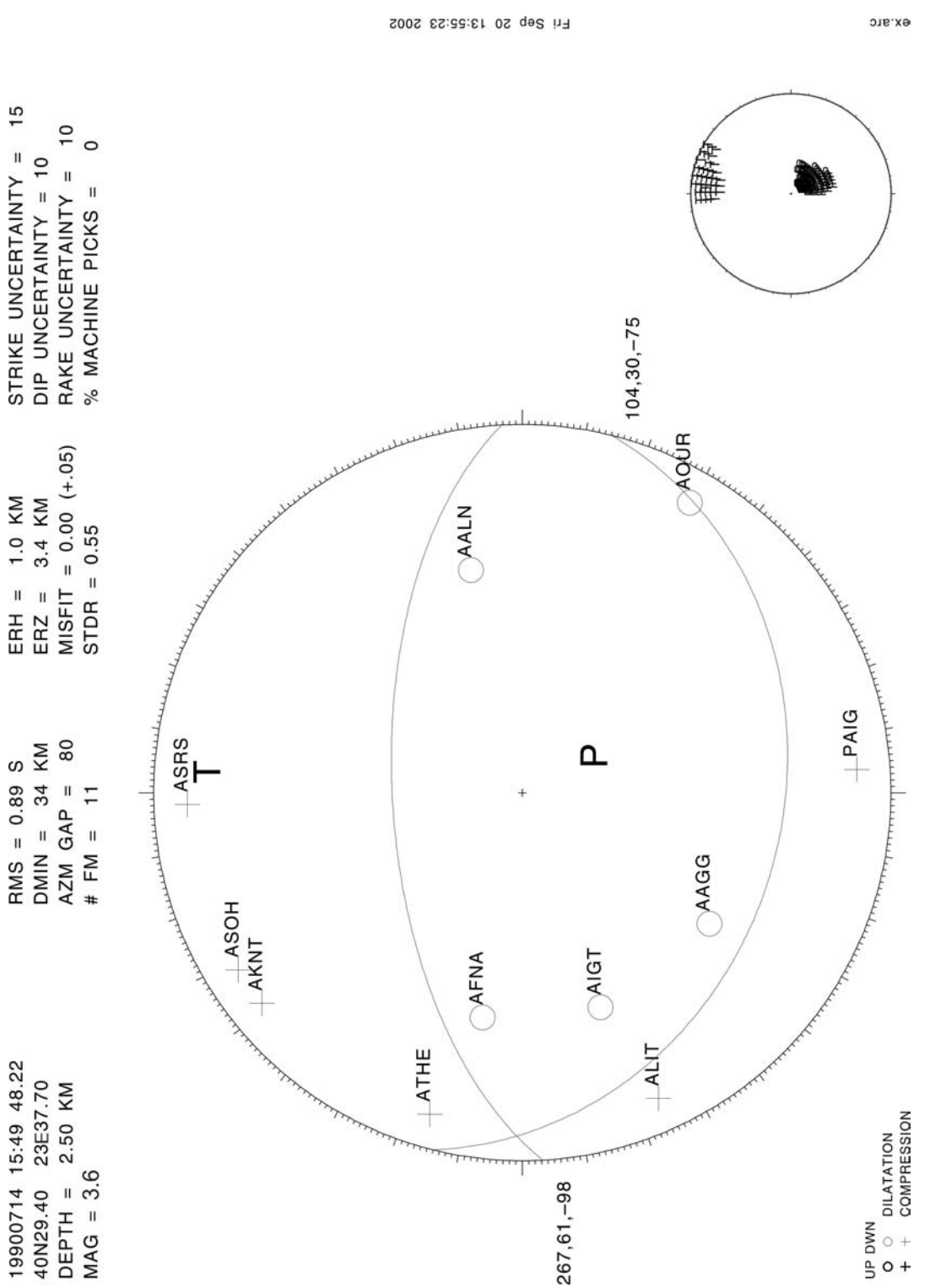


Σχήμα 3.19: Αρχή της κυματομορφής του σεισμού στις 14/07/90 όπως καταγράφηκε στην κατακόρυφη συνιστώσα V του σταθμού THE (Θεσσαλονίκη). Η κόκκινη και η μπλε γραμμή οριοθετούν την άφιξη των P και S-κυμάτων αντίστοιχα (ανάλυση με SAC).

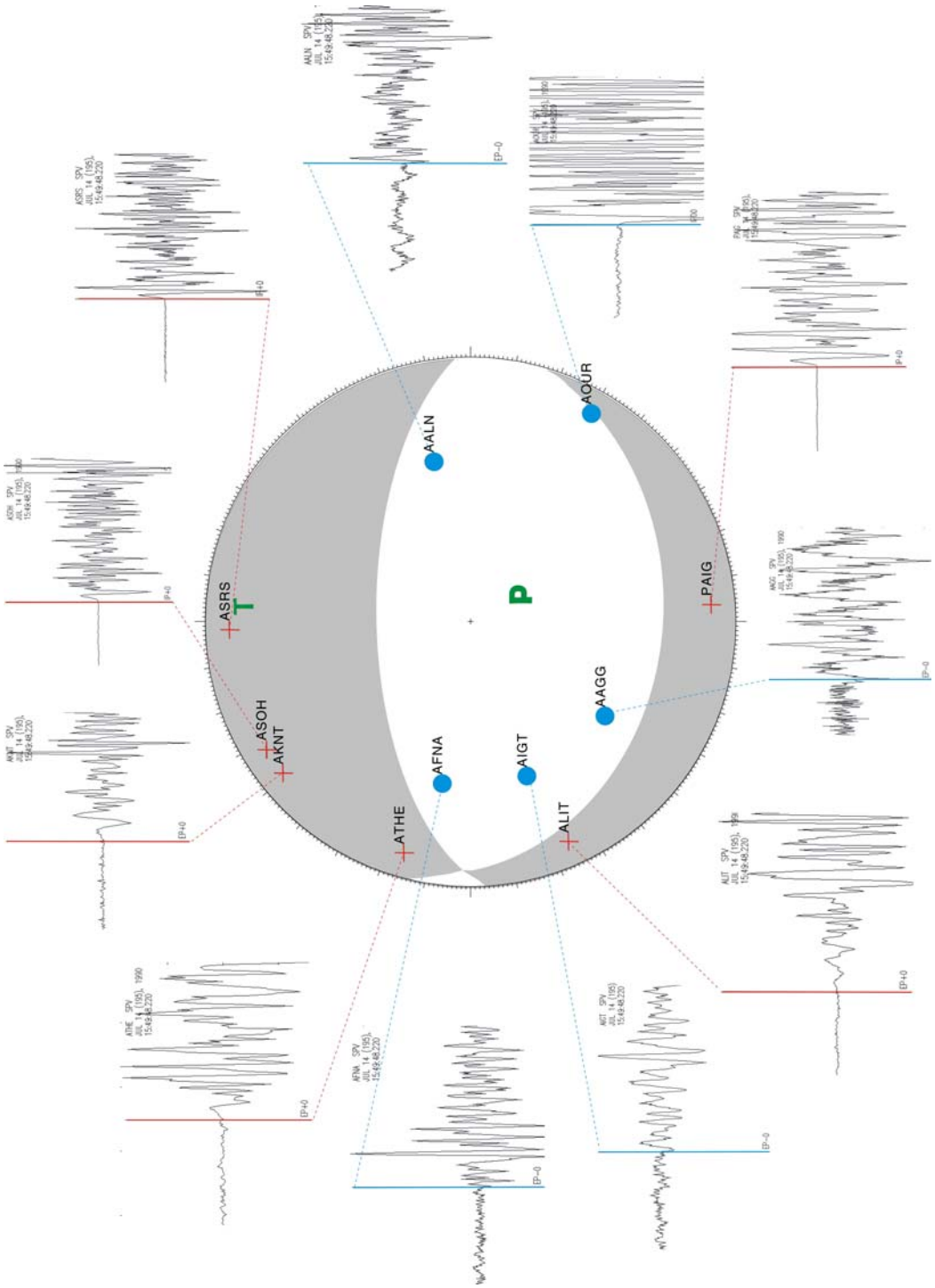
3.2.3 ΟΙ ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΓΕΝΕΣΗΣ ΚΑΙ ΤΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ "*FPFIT*"

Χρησιμοποιώντας τις πρώτες αφίξεις των P-κυμάτων σε κάθε σταθμό του δικτύου (ή σε όσο το δυνατόν περισσότερους) το πρόγραμμα *FPFIT* προσδιορίζει το μηχανισμό γένεσης και υπολογίζει ένα πλήθος παραμέτρων που παρουσιάζονται σε ένα εξαγόμενο αρχείο (σχήμα 3.20). Στη στερεογραφική προβολή της εστιακής σφαίρας (δίκτυο Schmidt) του σχήματος έχουν προβληθεί οι θέσεις των σταθμών (με + οι συμπιέσεις, με **o** οι αραιώσεις και με **x** οι 'nodal' αφίξεις, ανάλογα με τις πρώτες αφίξεις των P-κυμάτων όπως αυτές καταγράφονται σε κάθε σταθμό. Η κατανομή αυτή είναι που καθορίζει και τη θέση των δυο ορικών επιπέδων του ρήγματος τα οποία και παρουσιάζονται με τα χαρακτηριστικά τους (παράταξη, γωνία κλίσης και γωνία ολίσθησης), καθώς και τις θέσεις των αξόνων συμπίεσης P και εφελκυσμού T. Στο ίδιο αρχείο παρατίθενται επίσης κάποιες παράμετροι που αφορούν τον σεισμό (χρόνος γένεσης, συντεταγμένες επικέντρου, εστιακό βάθος, μέγεθος) και τη λύση του μηχανισμού γένεσης (μέσο τετραγωνικό σφάλμα της λύσης, RMS, αριθμός των φάσεων που χρησιμοποιήθηκαν, FM, το σφάλμα στην επικεντρική και την υποκεντρική απόσταση (ERH και ERZ αντίστοιχα) καθώς και οι αβεβαιότητες σε μοίρες των υπολογιζόμενων παραμέτρων της παράταξης, της γωνίας κλίσης και της γωνίας ολίσθησης). Τέλος στο κάτω δεξιά μέρος του αρχείου εικονίζεται μια μικρή σφαίρα που απεικονίζει μία στατιστική εκτίμηση των λύσεων του προγράμματος *FPFIT* για τους άξονες P και T και την κατανομή που παρουσιάζουν αυτοί στο χώρο (προβάλλοντας πάντα το κάτω ημισφαίριο του σεισμογόνου χώρου στο επίπεδο της εστίας) και οι οποίοι είναι συμβατοί με τις διαθέσιμες αποκλίσεις.

Στο σχήμα 3.21 παρουσιάζεται η λύση του μηχανισμού γένεσης του σεισμού σε σχέση με τις καταγραφές σε κάθε σταθμό του μονίμου δικτύου. Είναι εμφανής ο διαχωρισμός των σταθμών όπου η πρώτη άφιξη θεωρείται συμπίεση (κόκκινο χρώμα) από εκείνες όπου η πρώτη κίνηση θεωρείται αραίωση (μπλε χρώμα). Η κατανομή των συμπιέσεων και των αραιώσεων οδήγησε στο συμπέρασμα ότι ο μηχανισμός περιγράφει μια «κανονική» διάρρηξη, ενώ η προβολή των δυο επιπέδων χαρακτηρίζει ρήγμα παράταξης περίπου Ανατολής-Δύσης.



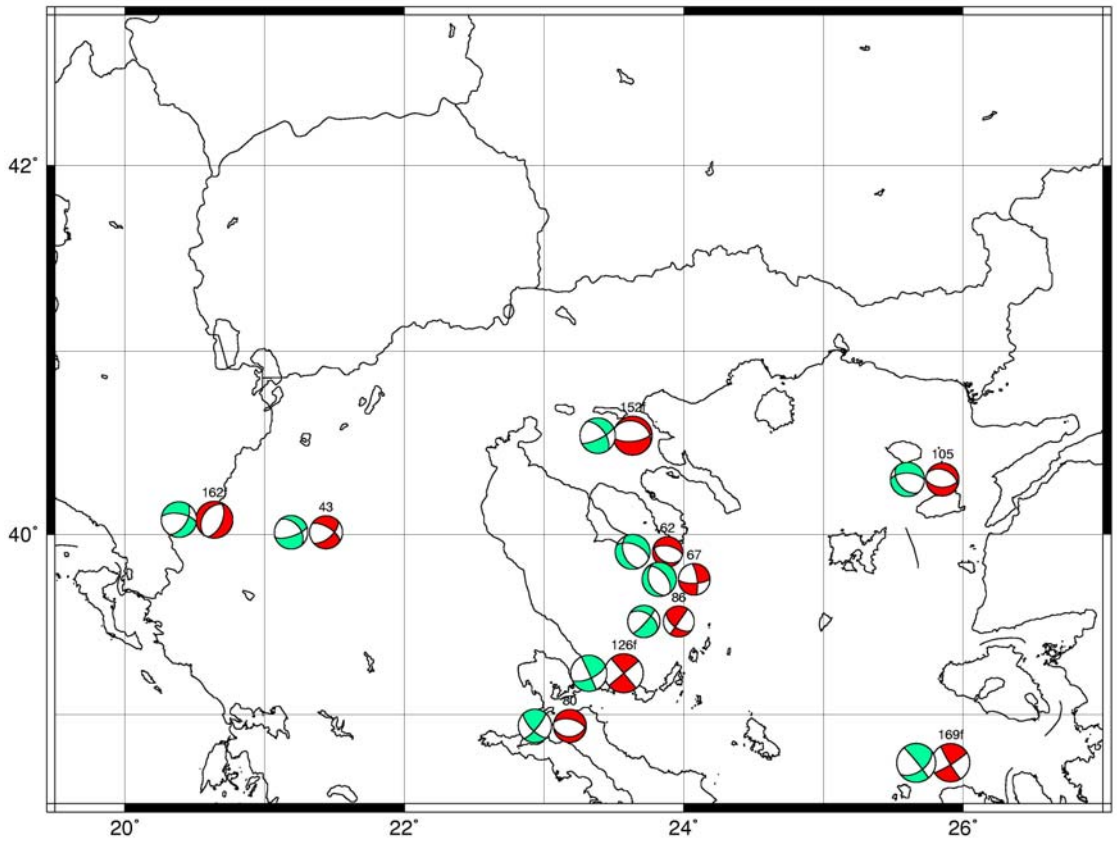
Σχήμα 3.20: Ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού στις 14/07/90 στην περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης όπως υπολογίστηκε με το πρόγραμμα *FPFIT*.



Σχήμα 3.21: Ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού στις 14/07/90 στην περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης και η πρώτη άφιξη των P-κυμάτων όπως αυτή καταγράφηκε στους σταθμούς του μονίμου δικτύου.

3.2.4 ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΤΗΝ ΒΟΡΕΙΑ ΕΛΛΑΔΑ

Ένα μεγάλο σύνολο μηχανισμών γένεσης που έχουν προσδιοριστεί από ανάλυση κυματομορφών (waveform modeling) είτε στα πλαίσια διαφόρων ερευνητικών δημοσιεύσεων, είτε από διεθνή κέντρα (HARVARD, ETH, ING) συγκεντρώθηκε από τους Μουντράκης και συνεργάτες (2003). Για τους σεισμούς που εξετάστηκαν υπήρχαν δέκα (10) περιπτώσεις, στις οποίες υπήρχαν λύσεις, τόσο από τα δεδομένα που προαναφέρθηκαν, όσο και από τη διαδικασία που περιγράφηκε παραπάνω, με την ανάλυση των ψηφιακών κυματομορφών. Στο σχήμα 3.22 παρουσιάζεται η σύγκριση των αντιστοίχων μηχανισμών γένεσης, ενώ στο σχήμα 3.23 οι συγκρίσεις για τους αντίστοιχους άξονες Τ.

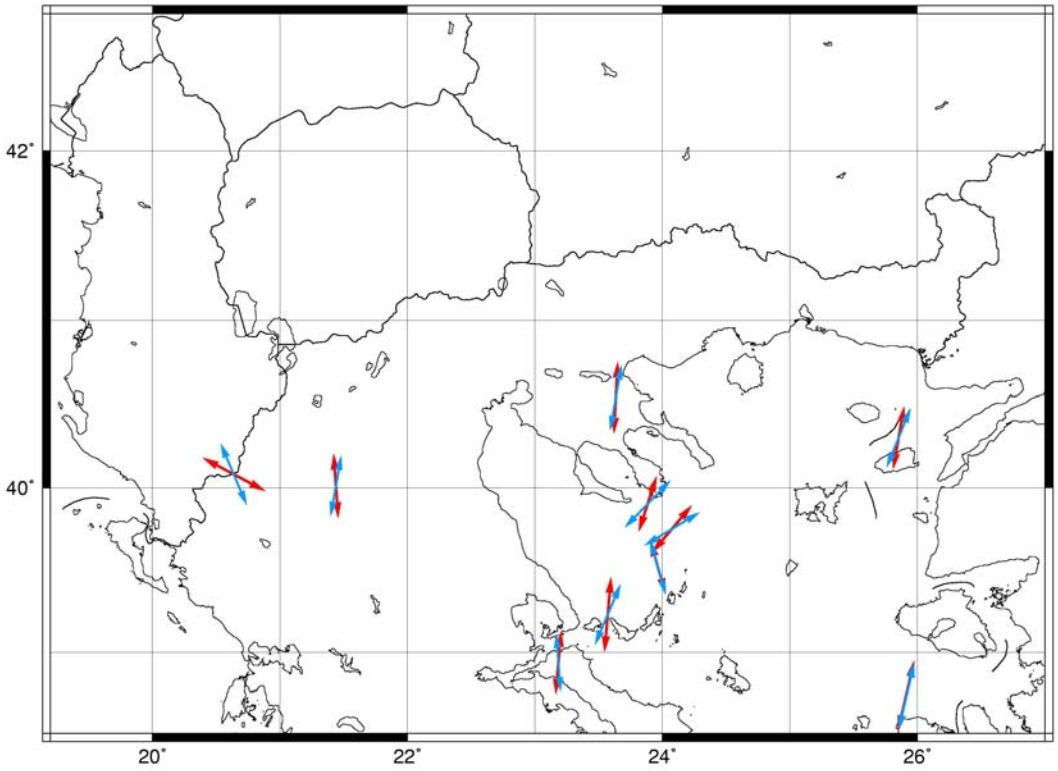


Σχήμα 3.22: Σύγκριση των μηχανισμών γένεσης οι οποίοι προσδιορίστηκαν από πρώτες κινήσεις του δικτύου σεισμογράφων του Α.Π.Θ. (πράσινες στερεογραφικές προβολές) με αντίστοιχους μηχανισμούς από ανάλυση κυματομορφών (κόκκινες στερεογραφικές προβολές)

Γενικά, η σύγκριση στο σχήμα 3.22 δείχνει πολύ καλή ταύτιση στις περισσότερες περιπτώσεις (43, 62, 86, 105, 126, 169) ενώ σε τέσσερις περιπτώσεις έχουμε μικρές (152-σεισμός Αρναίας,

162-σεισμός Κόνιτσας) ή και σημαντικές διαφορές (67, 80). Η διαφοροποίηση στην περίπτωση των σεισμών της Αρναίας και τις Κόνιτσας είναι χαρακτηριστική για σχετικά μεγάλους σεισμούς, όπου η έναρξη της σεισμικής κίνησης μπορεί να διαφοροποιείται από την κύρια σεισμική ολίσθηση. Οι σεισμοί 67 και 80 βρίσκονται σε ένα περιβάλλον όπου και οι δύο λύσεις είναι αποδεκτές και κατά συνέπεια δεν μπορεί να επιλεγεί εύκολα η «σωστή» λύση. Σε κάθε όμως περίπτωση, η γενική συμφωνία των δύο ειδών λύσεων είναι σε αποδεκτά πλαίσια στο 80% των περιπτώσεων.

Η συμφωνία αυτή είναι πιο εμφανής στο σχήμα 3.23, όπου παρουσιάζεται η σύγκριση των αξόνων Τ και όπου παρατηρείται μία εξαιρετική συμφωνία, με ένα μέσο σφάλμα που δεν ξεπερνά τις 10^{ο}, ακόμα και για τους σεισμούς που παρουσιάζουν διαφορές στο μηχανισμό γένεσης (67, 80).



Σχήμα 3.23: Σύγκριση αξόνων Τ των μηχανισμών γένεσης οι οποίοι προσδιορίστηκαν από πρώτες αποκλίσεις του δικτύου σεισμογράφων του Α.Π.Θ. (μπλε τόξα) με αντίστοιχους άξονες μηχανισμών από ανάλυση κυματομορφών (κόκκινα τόξα).

Από τις παραπάνω συγκρίσεις, συμπεραίνεται ότι τα αποτελέσματα τα οποία προσδιορίζονται για την περιοχή μελέτης από τις αποκλίσεις των πρώτων αφίξεων είναι αξιόπιστα και μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τη μελέτη του πεδίου τάσεων στην Βόρεια Ελλάδα. Η αξιοπιστία

αυτή αντανακλά τόσο την καλή ποιότητα των αρχικών δεδομένων όσο και τη σταθεροποίηση των λύσεων οι οποίες υπολογίζονται λόγω της χρήσης αξιόπιστων τοπικών μοντέλων δομής.

3.2.5 ΤΡΟΠΟΠΟΙΗΣΗ ΤΟΥ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΟΣ "*FPFIT*"

Η υποκειμενική κρίση του κάθε χρήστη στον χαρακτηρισμό των πρώτων αφίξεων αποτέλεσε μειονέκτημα στην εφαρμογή του προγράμματος *FPFIT*. Επιπλέον, ο καθορισμός των μηχανισμών γένεσης με τη χρήση της ακτινοβολίας (radiation patterns) μόνο των P-κυμάτων καθιστά τα αποτελέσματα όχι πολύ ακριβή, όπως αποδεικνύουν και οι πολλαπλές λύσεις που συχνά προτείνονται από το πρόγραμμα ως εκείνες που ικανοποιούν καλύτερα το σύνολο των δεδομένων.

Στην προσπάθεια να βελτιωθούν τα αποτελέσματα, τροποποιήθηκε το πρόγραμμα *FPFIT* σε αρκετά σημεία. Έτσι, ενσωματώθηκε στη διαδικασία υπολογισμού και ο τρόπος ακτινοβολίας των εγκαρσίων SV και SH κυμάτων σε αντιδιαστολή με την αρχική έκδοση που λαμβάνει υπόψη μόνο την τρόπο ακτινοβολίας των επιμήκων P-κυμάτων.

Ο τρόπος ακτινοβολίας (radiation pattern) για τα P-κύματα περιγράφεται στον κώδικα του προγράμματος *FPFIT* από το γινόμενο ενός κατάλληλου συντελεστή Pc_i με τον τανυστή σεισμικής ροπής $M = \begin{pmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{pmatrix}$. Ο τανυστής αυτός περιγράφεται από 9 συνιστώσες στο χώρο, οι οποίες λόγω συμμετρίας ($M_{12}=M_{21}$, $M_{13}=M_{31}$ *και* $M_{23}=M_{32}$) αντιστοιχούν σε 6 ανεξάρτητες συνιστώσες. Οι συντελεστές Pc_i έχουν 6 αντίστοιχες τιμές και η ακτινοβολία στη σεισμική εστία υπολογίζεται για τα P-κύματα από το γινόμενο

$$\Pr ad = \sum_{i=1}^{6} \left(\mathrm{M_i} * Pc_i \right) \qquad (3.2)$$

Όπου:

$\mathrm{M_1}=M_{11}$, $\mathrm{M_2}=M_{12}$, $\mathrm{M_3}=M_{13}$, $\mathrm{M_4}=M_{22}$, $\mathrm{M_5}=M_{23}$, $\mathrm{M_6}=M_{33}$

Ο συντελεστής Pc_i αποτελεί συνάρτηση της γωνίας της ακτίνας ανάδυσης, i και της διεύθυνσης αυτής, φ. Η σχέση (3.2) μετά από πράξεις καταλήγει στη σχέση των Aki and Richards (1980) που περιγράφει την αζιμουθιακή κατανομή της ακτινοβολίας της σεισμικής ενέργειας που οφείλεται στα επιμήκη κύματα.

$$\begin{aligned}\Pr ad &= \cos\lambda\cdot\sin\delta\cdot\sin^2 i\cdot\sin 2(\varphi-\xi)-\cos\lambda\cdot\cos\delta\cdot\sin 2i\cdot\cos(\varphi-\xi)+\\ &+\sin\lambda\cdot\sin 2\delta\cdot\left(\cos^2 i-\sin^2 i\cdot\sin^2(\varphi-\xi)\right)+\sin\lambda\cdot\cos 2\delta\cdot\sin 2i\cdot\sin(\varphi-\xi)\end{aligned} \tag{3.3}$$

Όπου: ξ= παράταξη (strike)

δ= κλίση (dip)

λ= γωνία ολίσθησης (slip ή rake)

i= γωνία ανάδυσης της ακτίνας (ain)

φ= αζιμούθιο διεύθυνσης ακτίνας (az)

Ακολουθώντας ανάλογο συλλογισμό, αλλά αντίστροφη πορεία και γνωρίζοντας τις σχέσεις που περιγράφουν τον τρόπο με τον οποίο διαχέεται η ακτινοβολία για τα εγκάρσια SV και SH κύματα (από Aki and Richards, 1980) μπορούν να δημιουργηθούν αντίστοιχοι παράγοντες για τους συντελεστές εκείνους οι οποίοι αν πολλαπλασιαστούν με τον τανυστή σεισμικής ροπής, *M*, συνθέτουν τις δεδομένες σχέσεις.

Η εν λόγω σχέση για την ακτινοβολία της σεισμικής ενέργειας των SV κυμάτων είναι:

$$\begin{aligned}SVrad &= \sin\lambda\cdot\cos 2\delta\cdot\cos i\cdot\sin(\varphi-\xi)-\cos\lambda\cdot\cos\delta\cdot\cos 2i\cdot\cos(\varphi-\xi)+\\ &+\frac{1}{2}\cos\lambda\cdot\sin\delta\cdot\sin 2i\cdot\sin 2(\varphi-\xi)-\frac{1}{2}\sin\lambda\cdot\cos 2\delta\cdot\sin 2i\cdot\sin(\phi-\xi)\end{aligned} \tag{3.4}$$

και αντίστοιχα για τα SH κύματα:

$$\begin{aligned}SHrad &= \cos\lambda\cdot\cos\delta\cdot\cos i\cdot\sin(\varphi-\xi)+\cos\lambda\cdot\sin\delta\cdot\sin i\cdot\cos 2(\phi-\xi)+\\ &+\sin\lambda\cdot\cos 2\lambda\cdot\cos i\cdot\cos(\varphi-\xi)-\frac{1}{2}\sin\lambda\cdot\sin 2\delta\cdot\sin i\cdot\sin 2(\varphi-\xi)\end{aligned} \tag{3.5}$$

Αρχίζοντας επομένως από τις σχέσεις (3.4) και (3.5) και ακολουθώντας αντίστροφη πορεία υπολογίσαμε τους παράγοντες SVc_i και SHc_i που να ικανοποιούν τις σχέσεις για τα SV και SH κύματα, όπως και οι παράγοντες Pc_i ικανοποιούν τη σχέση (3.2) για τα P-κύματα. Αυτά τα γινόμενα δίνονται από τις σχέσεις:

$$SVrad=\sum_{i=1}^{6}\left(M_i * SVc_i\right) \tag{3.6}$$

$$SHrad=\sum_{i=1}^{6}\left(M_i * SHc_i\right) \tag{3.7}$$

Οι 6 τιμές που παίρνουν οι μεταβλητές *Pc, SVc* και *SHc* είναι τριγωνομετρικές συναρτήσεις της γωνίας ανάδυσης, *i* και του αζιμουθίου, *φ* και αντίστοιχα είναι:

$$Pc_1 = \cos^2 i \qquad SVc_1 = 0 \qquad SHc_1 = -\frac{1}{2}\sin 2i$$

$$Pc_2 = \sin 2i \cdot \cos\varphi \qquad SVc_2 = -\sin\varphi \cdot \cos i \qquad SHc_2 = \cos\varphi \cdot \cos 2i$$

$$Pc_3 = \sin^2 i \cdot \cos^2\varphi \qquad SVc_3 = -\frac{1}{2}\sin 2\varphi \cdot \sin i \qquad SHc_3 = \frac{1}{2}\sin 2i \cdot \cos^2\varphi$$

$$Pc_4 = -\sin 2i \cdot \sin\varphi \qquad SVc_4 = -\cos\varphi \cdot \cos i \qquad SHc_4 = -\cos 2i \cdot \sin\varphi$$

$$Pc_5 = -\sin^2 i \cdot \sin 2\varphi \qquad SVc_5 = -\sin i \cdot \cos 2\varphi \qquad SHc_5 = -\frac{1}{2}\sin 2i \cdot \sin 2\varphi$$

$$Pc_6 = \sin^2 i \cdot \sin^2\varphi \qquad SVc_6 = \frac{1}{2}\sin 2\varphi \cdot \sin i \qquad SHc_6 = \frac{1}{2}\sin 2i \cdot \sin^2\varphi$$

3.2.6 ΕΛΕΓΧΟΣ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑΣ

Για τον έλεγχο της ορθότητας των αποτελεσμάτων των σχέσεων αυτών δημιουργήθηκε ένας απλός κώδικας σε γλώσσα προγραμματισμού FORTRAN, ο οποίος χρησιμοποιώντας συνθετικές τιμές για τα χαρακτηριστικά του ρήγματος υπολογίζει τις τιμές τις ακτινοβολίας της σεισμικής ενέργειας σύμφωνα με τις σχέσεις των Aki and Richards (1980). Η γραφική απεικόνιση των αποτελεσμάτων μας δίνει αναμενόμενα αποτελέσματα αν αναλογιστούμε την εικόνα της τετραλοβικής μορφής της αζιμουθιακής κατανομής της ακτινοβολίας της σεισμικής ενέργειας, όπως αυτή που παρουσιάστηκε στην παράγραφο 3.1.3. Για το λόγο αυτό εξετάστηκαν 7 περιπτώσεις ρηγμάτων, τα χαρακτηριστικά και το είδος των οποίων περιγράφονται στον πίνακα 3.2 που ακολουθεί

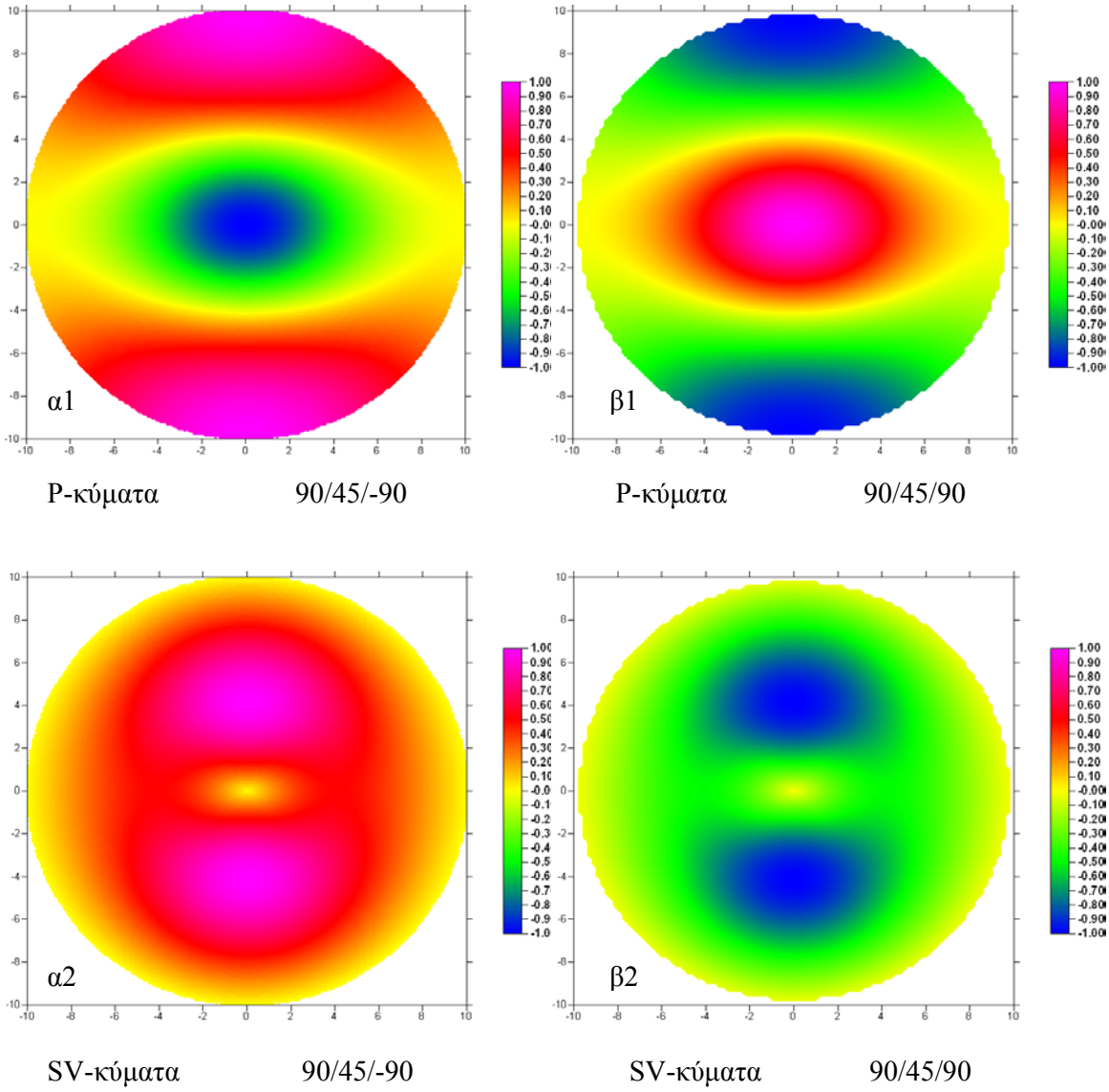
Πίνακας 3.2: Τα χαρακτηριστικά 7 ενδεικτικών τύπων ρηγμάτων που χρησιμοποιήθηκαν για τον έλεγχο της μεθόδου.

Α/Α	Παράταξη strike (ξ)	Κλίση dip (δ)	Γωνία Ολίσθ. rake (λ)	Είδος ρήγματος
1	90	45	-90	Κανονικό
2	90	45	90	Ανάστροφο
3	90	70	-90	Κανονικό
4	90	90	0	Οριζ. Μετατόπισης
5	90	90	-45	Πλάγιο
6	90	45	-45	Πλάγιο
7	90	45	0	Οριζ. Μετατοπισης

Από τη γραφική απεικόνιση των αποτελεσμάτων για τα 7 συνθετικά ρήγματα που επιλέχθηκαν, ενδεικτικά παρουσιάζονται οι αζιμουθιακές κατανομές της ακτινοβολίας για τα P

και τα SV κύματα, όπως αυτές προέκυψαν για τέσσερις από τις παραπάνω τυχαίες περιπτώσεις, ένα κανονικό ρήγμα (1), ένα ανάστροφο (2) ένα ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης (4) και ένα πλάγιο ρήγμα (6),

Στα σχήματα της κατανομής της ακτινοβολίας που ακολουθούν (σχ. 3.24 και 3.25) είναι ευδιάκριτα τα επίπεδα του ρήγματος σε κάθε περίπτωση (από τα P-κύματα) και ταυτίζονται με τις περιοχές όπου έχουμε μηδενική τιμή της εκλυόμενης σεισμικής ακτινοβολίας (κίτρινο χρώμα). Οι μέγιστες τιμές (μοβ χρώμα) περιγράφουν τη θέση του άξονα εφελκυσμού, T, ενώ στις ελάχιστες τιμές (μπλε χρώμα) εντοπίζεται η θέση του άξονα συμπίεσης, P. Αξίζει να σημειωθεί ότι στις ακραίες περιπτώσεις (ρήγματα 1 και 2 του πίνακα 3.2) οι μέγιστες και ελάχιστες τιμές είναι κατά απόλυτη τιμή ίσες και συμμετρικές γύρω από το μηδέν, κάτι που έρχεται σε συμφωνία με όσα θεωρητικά αναφέρθηκαν νωρίτερα στο ίδιο κεφάλαιο για την τετραλοβική μορφή της γραφικής παράστασης της ακτινοβολίας. Για τα SV-κύματα είναι δύσκολο να εξαχθούν απολύτως ανάλογα συμπεράσματα που να σχετίζονται με τη θέση των ορικών επιπέδων και των αξόνων τάσης.

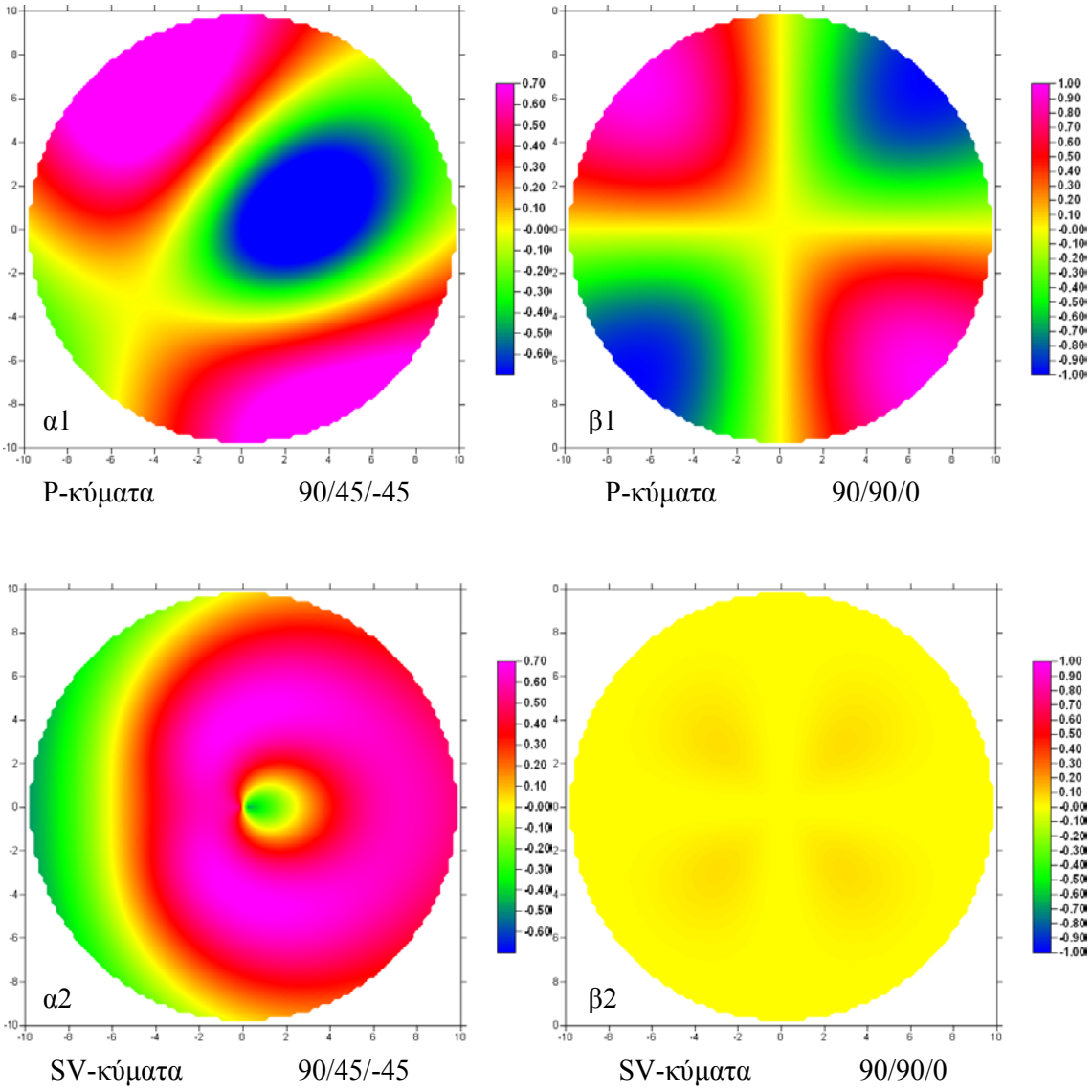


P-κύματα 90/45/-90 P-κύματα 90/45/90

SV-κύματα 90/45/-90 SV-κύματα 90/45/90

Σχήμα 3.24: Αζιμουθιακή κατανομή της σεισμικής ακτινοβολίας για διαρρήξεις με χαρακτηριστικά, α) παράταξη: 90°, διεύθυνση κλίσης: 45° και γωνία κλίσης: -90°, και β) παράταξη: 90°, διεύθυνση κλίσης: 45° και γωνία κλίσης: 90° και με τη χρήση 1) των P και 2) των SV-κυμάτων

Οι εικόνες των σχημάτων 3.24 και 3.25 έδειξαν ότι καθορίζονται οι θέσεις των αξόνων P και T σε ορισμένη περιοχή του σφαιρικού χώρου, η οποία όμως χαρακτηρίζεται από σχετικά μεγάλο εύρος. Για το λόγο αυτό υπολογίστηκαν επιπλέον και οι λόγοι των ακτινοβολιών $\frac{Prad}{SVrad}$ και $\frac{Prad}{\sqrt{SVrad^2 + SHrad^2}}$, οι οποίοι όταν παραστάθηκαν γραφικά έδειξαν μια σημαντική βελτίωση στον καθορισμό των αξόνων εφελκυσμού, T και συμπίεσης, P.

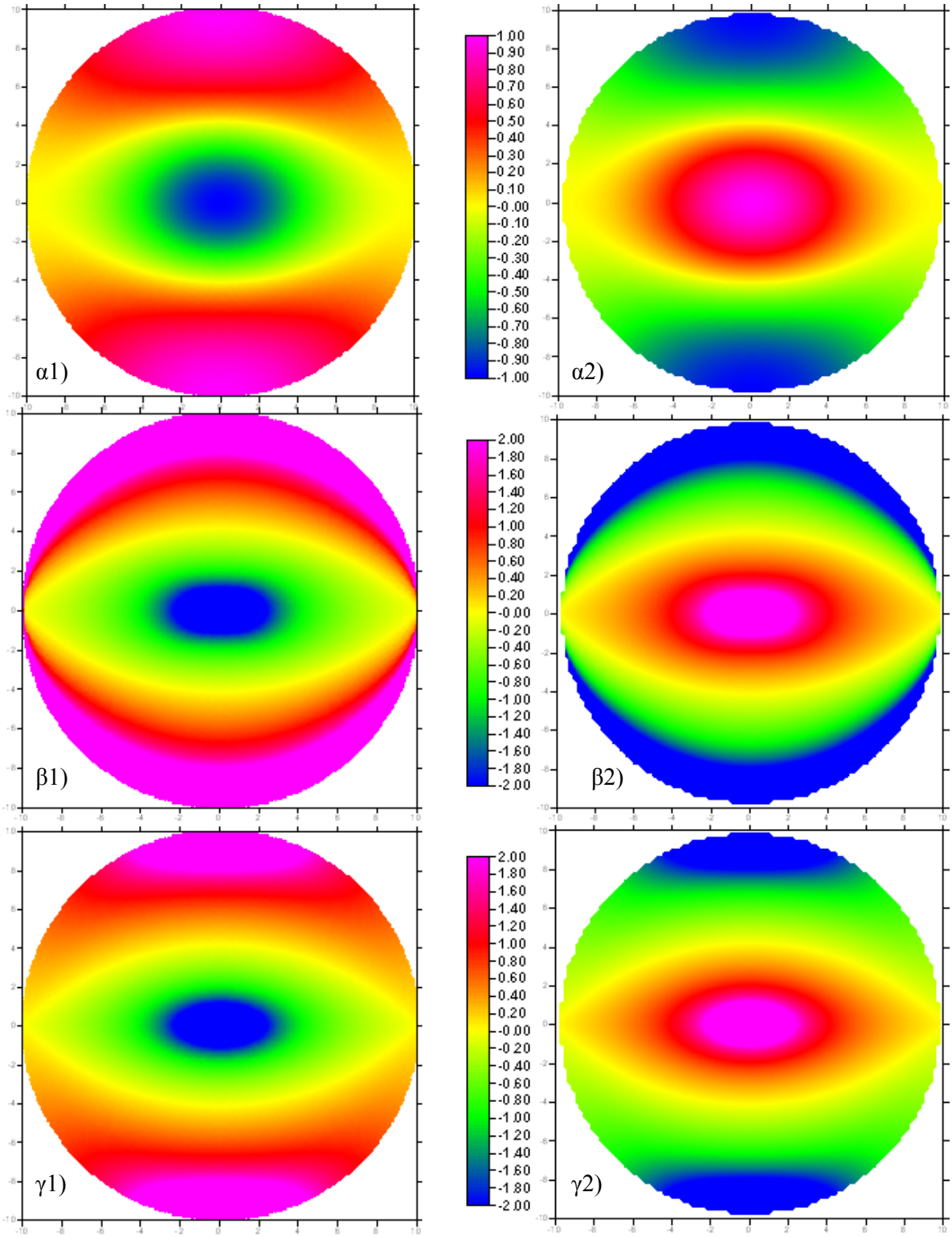


Σχήμα 3.25: Αζιμουθιακή κατανομή της σεισμικής ακτινοβολίας για διαρρήξεις με χαρακτηριστικά, α) παράταξη: 90°, διεύθυνση κλίσης: 90° και γωνία κλίσης: 0° και β) παράταξη: 90°, διεύθυνση κλίσης: 90° και γωνία κλίσης: 0° και με τη χρήση 1) των P και 2) των SV-κυμάτων

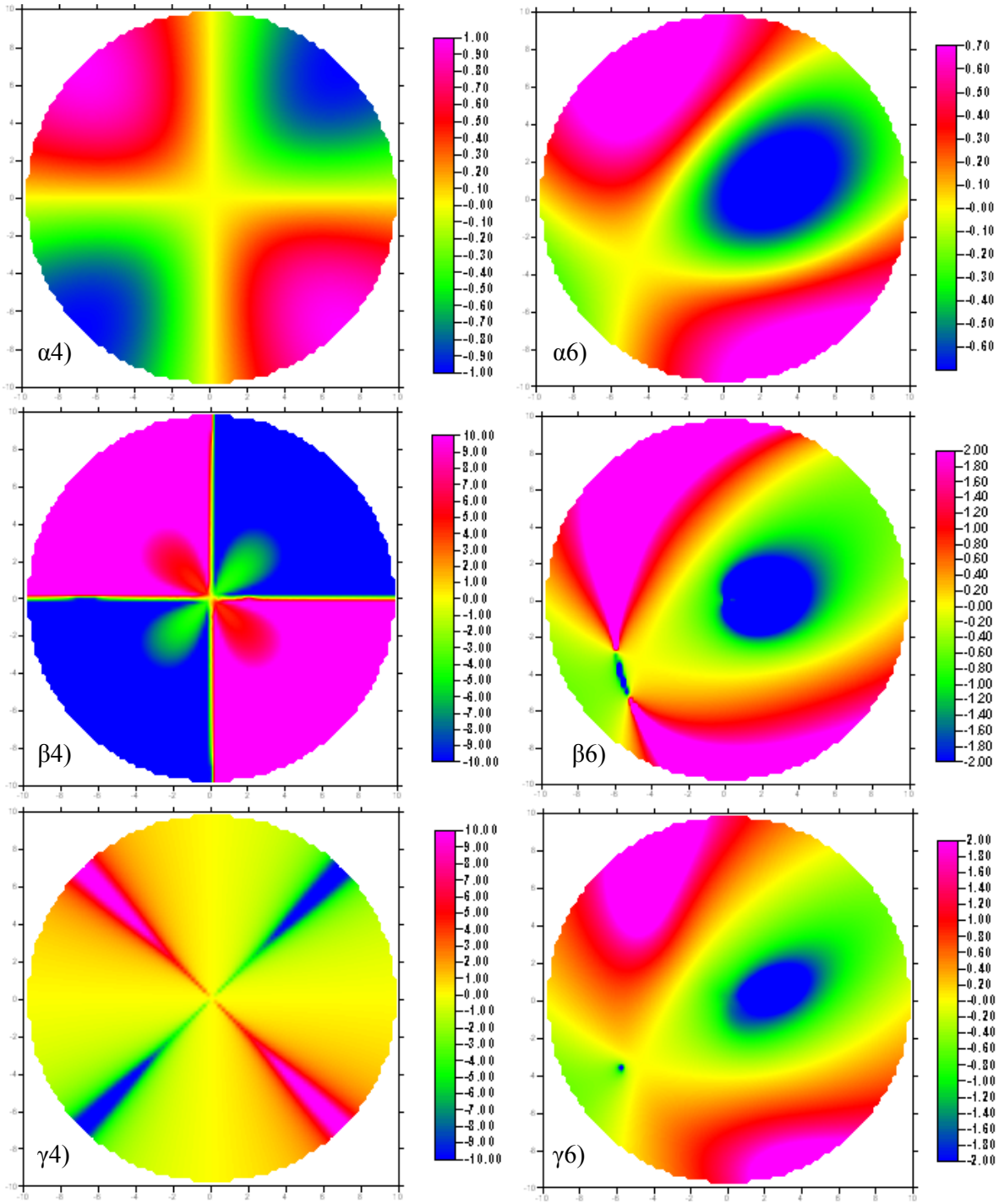
Για να συγκριθούν τα αποτελέσματα αυτά, παρατίθενται στα σχήματα 3.26 και 3.27 οι παραστάσεις που προκύπτουν για τις τέσσερις περιπτώσεις που προαναφέρθηκαν μετά τον υπολογισμό του Prad και των λόγων $\frac{Prad}{SVrad}$ και $\frac{Prad}{\sqrt{SVrad^2 + SHrad^2}}$. Στο πάνω μέρος των σχημάτων (3.26α και 3.27α) απεικονίζεται η ακτινοβολία των P-κυμάτων. Στο κέντρο (σχ. 3.26β και 3.27β) παρουσιάζεται ο λόγος της ακτινοβολίας των P-κυμάτων προς εκείνο των

SV-κυμάτων ($\frac{Prad}{SVrad}$), ενώ στο κάτω μέρος του σχήματος (σχ. 3.26γ και 3.27γ) ο λόγος $\frac{Prad}{\sqrt{SVrad^2 + SHrad^2}}$. Η σύγκριση των σχημάτων δείχνει ότι η πιθανή θέση των αξόνων P και Τ εντοπίζεται σε μικρότερη περιοχή αν χρησιμοποιήσουμε το λόγο $\frac{Prad}{\sqrt{SVrad^2 + SHrad^2}}$ σε σχέση με εκείνη που καθορίζει η αποκλειστική χρήση της ακτινοβολίας των P-κυμάτων, όπου η διασπορά των πιθανών θέσεων των αξόνων είναι σχετικά μεγάλη. Αντίθετα, ο λόγος $\frac{Prad}{SVrad}$ φαίνεται πως δεν παρέχει αξιοποιήσιμες πληροφορίες για τη θέση των αξόνων, στις περισσότερες των περιπτώσεων. Κρίνεται λοιπόν σκόπιμο, για την ικανοποιητικότερη τελική εκτίμηση της θέσης των αξόνων, να συνεκτιμάται και η τιμή του λόγου $\frac{Prad}{\sqrt{SVrad^2 + SHrad^2}}$.

Αυτή η λογική διατηρήθηκε και στην εφαρμογή του προγράμματος *FPFIT* όπου γινόταν χρήση, σύμφωνα πάντα με την αρχική έκδοση (Reasenberg and Oppenheimer, 1985), της ακτινοβολίας μόνο των P-κυμάτων για τον υπολογισμό των μηχανισμών γένεσης των σεισμών και συνεπώς της θέσης των αξόνων P και Τ. Η προσθήκη στον κώδικα του υπολογισμού του λόγου αυτού βελτιώνει τον προσδιορισμό της θέσης των αξόνων τάσης, αλλά και περιορίζει τις πολλαπλές λύσεις που προτείνονται από το πρόγραμμα.



Σχήμα 3.26: Αζιμουθιακή κατανομή της σεισμικής ακτινοβολίας για τις διαρρήξεις 1 (αριστερά) και 2 (δεξιά) του πίνακα 3.2. Στο σχήμα διακρίνονται τα αποτελέσματα α) για την ακτινοβολία των P-κυμάτων (*Prad)*, β) για το λόγο $\frac{Prad}{SVrad}$ και γ) για το λόγο $\frac{Prad}{\sqrt{SVrad^2 + SHrad^2}}$



Σχήμα 3.27: Αζιμουθιακή κατανομή της σεισμικής ακτινοβολίας για τις διαρρήξεις 4 (αριστερά) και 6 (δεξιά) του πίνακα 3.2. Στο σχήμα διακρίνονται τα αποτελέσματα α) για την ακτινοβολία των P-κυμάτων (*Prad*), β) για το λόγο $\frac{Prad}{SVrad}$ και γ) για το λόγο $\frac{Prad}{\sqrt{SVrad^2 + SHrad^2}}$

Προκειμένου να ληφθούν υπόψη οι διαφορετικοί χαρακτήρες που μπορεί να έχει μία πρώτη απόκλιση (σύμφωνα με την υποκειμενική κρίση του κάθε χρήστη) το αρχικό πρόγραμμα

FPFIT τροποποιήθηκε μερικώς έτσι ώστε να περιλαμβάνει τις 'nodal' ή 'μηδενικού πλάτους' αφίξεις ενώ συγχρόνως να διαχωρίζει την ποιότητα και το πλάτος των πρώτων κινήσεων. Προτείνεται επίσης η προσθήκη του υπολογισμού για κάθε σεισμό των μέγιστων "peak-to-peak" πλατών της καταγραφής σε κάθε συνιστώσα (V, E, N) όλων των σταθμών, τόσο για τα P, όσο και για τα S-κύματα. Για το λόγο αυτό «διαβάζονται» όλες οι κυματομορφές σε ψηφιακή μορφή από τα SAC αρχεία, που δημιουργήθηκαν όπως αναλύθηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο, για κάθε συνιστώσα κάθε σταθμού όπου έχει καταγραφεί ένας σεισμός.

Αποδείχθηκε ότι οι λόγοι των πλατών $\frac{P\max}{SE\max}$, $\frac{P\max}{SN\max}$ και $\frac{P\max}{\sqrt{SE\max^2+SN\max^2}}$ θα μπορούσαν να αποτελέσουν παράγοντες που θα περιγράφουν την πολικότητα της κίνησης σε κάθε περίπτωση. Και στους τρεις λόγους το μέγιστο πλάτος των P-κυμάτων *P*max μετριέται από την κατακόρυφη, V, συνιστώσα, ενώ τα πλάτη των S-κυμάτων *SE*max και *SN*max από τις οριζόντιες συνιστώσες E-W και N-S αντίστοιχα. Οι λόγοι αυτοί ενσωματώνονται στο *.arc* αρχείο (βλ. παρ. 3.2.1) το οποίο και θα αποτελέσει το κύριο αρχείο εισόδου για το τροποποιημένο πλέον πρόγραμμα *FPFIT* που θα υπολογίσει τους μηχανισμούς γένεσης.

Στο σημείο αυτό, πρέπει να αναφερθεί ότι τα πλάτη που εμφανίζονται σε κάθε καταγραφή των σεισμογράφων προσομοιώνουν την πραγματική εδαφική κίνηση που καταγράφεται στο σημείο που είναι εγκατεστημένο το σεισμόμετρο, η οποία ενισχύεται (μεγεθύνεται) πριν φτάσει στο καταγραφικό μηχάνημα. Είναι σύνηθες φαινόμενο, το σήμα των τριών συνιστωσών του σεισμομέτρου να μην είναι ομοιόμορφα ενισχυμένο κάτι που κρίνεται αναγκαίο να γίνει λόγω θορύβου, ή άλλων συνθηκών που απαιτούν το σήμα της μιας συνιστώσας να έχει μεγαλύτερη μεγέθυνση από τις άλλες. Αποτέλεσμα σε αυτή την περίπτωση είναι τα πλάτη τα οποία εμείς βλέπουμε στην καταγραφή (ψηφιακή ή αναλογική) να μην αναφέρονται στις πραγματικές εδαφικές κινήσεις υπό την ίδια κλίμακα για τις τρεις συνιστώσες του ίδιου σεισμομέτρου. Τα πλάτη επίσης, φαίνεται πως δέχονται και «αλλοιώσεις» με το πέρασμα του χρόνου, καθώς είναι πιθανή κάποια εξασθένηση των μηχανικών μερών των οργάνων, που συνεπάγεται και αλλαγή των τιμών των παραμέτρων αυτών, ενώ και άλλοι εξωτερικοί παράγοντες (αλλαγή σήματος από τον ΟΤΕ) μπορούν να ευθύνονται για το ίδιο αποτέλεσμα.

Το εύρος και η διόρθωση του προβλήματος αυτού έγινε για όλους τους σταθμούς του μονίμου τηλεμετρικού δικτύου σε τακτά χρονικά διαστήματα (1-3 χρόνια) με τη βαθμονόμηση των οργάνων. Η βαθμονόμηση παρέχει τις καμπύλες απόκρισης για κάθε συνιστώσα του σεισμομέτρου, από τις οποίες μπορούμε να μελετήσουμε τη συμπεριφορά του οργάνου σε ένα συγκεκριμένο εύρος συχνοτήτων (0.1-20 Hz).

Στα πλαίσια της παρούσας διατριβής, μελετήθηκαν οι καμπύλες απόκρισης για όλους τους σταθμούς του δικτύου για τη δεκαετία 1989-1999, απ' όπου και διαφάνηκε ότι υπάρχει σχεδόν σε όλους τους σταθμούς διαφορά στην απόκριση κάθε συνιστώσας. Στην πράξη, αυτό σημαίνει πως τα μέγιστα πλάτη που εμείς μετράμε από τις ψηφιακές καταγραφές δεν είναι υπό κοινή κλίμακα στις τρεις συνιστώσες και συνεπώς θα πρέπει να γίνει η κατάλληλη διόρθωση. Με τη χρήση των ψηφιακών αρχείων που χρησιμοποιήθηκαν για την παραγωγή των καμπύλων απόκρισης (Δημοσθένους, 1998) υπολογίστηκαν οι λόγοι των μεταβολών των μεγεθύνσεων των οριζοντίων συνιστωσών προς την κατακόρυφη (ratNV=N/V και ratEV=E/V) για κάθε περίοδο βαθμονόμησης. Ακολούθως, υπολογίστηκε μια μέση τιμή για τους λόγους αυτούς, που περιγράφει την απόκλιση της καταγραφής ιδίου μεγέθους εδαφικής κίνησης στις συνιστώσες που συντελούν στο λόγο. Αυτή αποτελεί τη μέση διόρθωση που πρέπει να γίνει για κάθε σταθμό σε όλη τη διάρκεια της δεκαετίας, ενώ η τυπική απόκλιση (st. deviation) που επίσης υπολογίστηκε περιγράφει το εύρος του ενδεχόμενου σφάλματος. Μετά από τη διόρθωση, οι λόγοι των μεγίστων πλατών που περιγράφηκαν θα υπολογίζονται από τις σχέσεις:

$$\frac{P\max}{SE\max\cdot ratEV},\ \frac{P\max}{SN\max\cdot ratNV}\ \text{και}\ \frac{P\max}{\sqrt{(SE\max\cdot ratEV)^2+(SN\max\cdot ratNV)^2}} \qquad (3.8)$$

Στον πίνακα 3.3 παρουσιάζονται οι μέσες τιμές των λόγων ratEV και ratNV που υπολογίστηκαν για κάθε σταθμό για το διάστημα 1989-1999 και η τυπική απόκλιση αυτών.

Πίνακας 3.3: Τιμές των λόγων ratEV και ratNV και των τυπικών αποκλίσεων για κάθε σταθμό του μόνιμου δικτύου του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Α.Π.Θ..

	AVERAGE		ST.DEV	
STA	ratio N/V	ratio E/V	ratio N/V	ratio E/V
AGG	0.8998	0.7818	0.0741	0.0962
ALN	0.8460	0.8460	0.0754	0.0754
AOS				
FNA	1.1009	0.8087	0.1598	0.1924
GRG	0.4434	0.4440	0.0041	0.0050
IGT	0.9546	1.0418	0.1256	0.0304
KNT	0.3537	0.3625	0.0435	0.0577
LIT	0.5488	0.6650	0.0159	0.2260
LOS				
OUR				
PAIG	0.4807	0.5358	0.0307	0.1231
SOH	0.8450	0.8450		
SRS	0.8005	0.8174	0.0508	0.0505
THE	0.9527	0.9912		
XOR				

Αξιολογώντας τις τιμές του πίνακα 3.3 συμπεραίνουμε ότι σε όλους τους σταθμούς η κατακόρυφη συνιστώσα (V) είναι περισσότερο ενισχυμένη και συνεπώς τα πλάτη που

βλέπουμε στις ψηφιακές καταγραφές είναι περισσότερο ενισχυμένα σε σχέση με τις οριζόντιες συνιστώσες (E, N). Με τη συγκεκριμένη διόρθωση τα πλάτη των τριών συνιστωσών ανάγονται στην ίδια στάθμη μεγέθυνσης, γίνονται άμεσα συγκρίσιμα και συνεπώς οι λόγοι της σχέσης (3.8) ανταποκρίνονται στην πραγματική εδαφική κίνηση.

Τόσο η πληροφορία που περιέχεται στους λόγους των πλατών της παρατηρούμενης καταγραφής, όσο και εκείνη που περιέχεται σους λόγους του θεωρητικού τρόπου ακτινοβολίας των κυμάτων (radiation pattern) συμμετέχουν στην νέα τροποποιημένη έκδοση του κώδικα που ονομάστηκε *FPFIT*_mod. Έτσι αν στο πρόγραμμα *FPFIT*, *pobs(k)*, *pth* και *wtth* είναι οι εισαγόμενες παρατηρούμενες πολικότητες, οι θεωρητικά υπολογιζόμενες και τα υπολογιζόμενα βάρη των θεωρητικών πολικοτήτων, αντίστοιχα, τότε:

- Στην αρχική έκδοση του *FPFIT* η παράμετρος *pobs(k)* έπαιρνε τις παρακάτω δύο τιμές:
  - *pobs(k)*= 0.5 για συμπίεση (3.9α)
  - *pobs(k)*=- 0.5 για αραίωση (3.9β)

  Στην ίδια έκδοση η θεωρητικά υπολογιζόμενη πολικότητα για έναν σταθμό, *pth* δίνονταν από τη παρακάτω σχέση:

  $$pth=sign(0.5,prad) \quad (3.10)$$

  όπου *prad* είναι η παράμετρος η οποία αφορά τον τρόπο ακτινοβολίας των επιμήκων κυμάτων. Προκύπτει επομένως ότι η παράμετρος *pth(k)* έπαιρνε τιμές ανάλογες με το *pobs(k)* δηλαδή:
  - *pth(k)*= 0.5 για συμπίεση (3.11α)
  - *pth(k)*=- 0.5 για αραίωση (3.11β)

- Στην νέα τροποποιημένη έκδοση *FPFIT*_mod η παράμετρος *pobs(k)* δεν παίρνει πλέον συγκεκριμένες τιμές για κάθε είδος κίνησης, αλλά τιμές που είναι ανάλογες των πλατών της καταγραφής της κίνησης του σεισμού και συγκεκριμένα του λόγου $psqrt = \frac{P\max}{\sqrt{SE\max^2 + SN\max^2}}$, όπως αυτός υπολογίζεται από τις παρατηρούμενες καταγραφές.

  Ο λόγος αυτός στην ουσία εισάγεται ως «βάρος» στην παράμετρο *pobs(k)* οι τιμές της οποίας θα είναι:
  - *pobs(k)*=0.5**psqrt* για συμπίεση (3.12α)
  - *pobs(k)*=- 0.5**psqrt* για αραίωση (3.12β)

  Στην νέα έκδοση η θεωρητικά υπολογιζόμενη πολικότητα για έναν σταθμό, *pth* δίνονταν από τη παρακάτω σχέση:

$$pth= 0.5*psqrth \tag{3.13}$$

όπου *psqrth* ο λόγος $\frac{Prad}{\sqrt{SVrad^2 + SHrad^2}}$ που εκφράζει το θεωρητικό τρόπο ακτινοβολίας (radiation pattern) των επιμήκων P και εγκαρσίων SV και SH κυμάτων και παίρνει το πρόσημο του *Prad*. Από τις σχέσεις (3.12) και (3.13) είναι εμφανές ότι στην τροποποιημένη έκδοση του προγράμματος οι πειραματικές και οι θεωρητικές τιμές της πολικότητας εκφράζονται συναρτήσει του πειραματικού λόγου των πλατών και του θεωρητικού λόγου του τρόπου ακτινοβολίας αντίστοιχα.

Το πρόγραμμα *FPFIT* χρησιμοποιεί όλες τις πληροφορίες από τις κυματομορφές κάθε σταθμού και παρουσιάζει την κατανομή των πρώτων αφίξεων των επιμήκων κυμάτων για κάθε σεισμό. Με γνώμονα την κατανομή αυτή των πρώτων αποκλίσεων των P-κυμάτων, το πρόγραμμα προσαρμόζει κατάλληλα τα δύο ορικά επίπεδα του ρήγματος, χωρίς όμως να καθορίζει ποιο είναι το κύριο και ποιο το βοηθητικό. Ο προσδιορισμός της θέσης των επιπέδων γίνεται έτσι ώστε να διαχωρίζονται οι συμπιέσεις από τις αραιώσεις. Έτσι έχουμε τη δημιουργία των μηχανισμών γένεσης που αποτελούν χαρακτηριστικό στοιχείο για κάθε έναν από τους επιλεγμένους σεισμούς. Είναι ευνόητο ότι όσο περισσότερες και καθαρότερες (χωρίς θόρυβο) είναι οι διαθέσιμες κυματομορφές και κατ' επέκταση οι πρώτες αφίξεις των P-κυμάτων τόσο καλύτερος και αντιπροσωπευτικότερος είναι ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού.

3.2.7 ΕΛΕΓΧΟΣ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

Έχοντας ολοκληρωθεί ο έλεγχος για την ορθότητα της μεθοδολογίας και η δημιουργία του τροποποιημένου προγράμματος *FPFIT* με την προσθήκη όσων αναφέρθησαν στην προηγούμενη παράγραφο, ελέγχθηκε με τη χρήση πραγματικών δεδομένων το κατά πόσο η αλλαγή που επήλθε στο πρόγραμμα προσδιορισμού των μηχανισμών γένεσης βελτιώνει τα αποτελέσματα. Στη δοκιμή αυτή χρησιμοποιήθηκαν 3 σεισμοί που έλαβαν χώρα στην περιοχή μελέτης, τα στοιχεία των οποίων παρουσιάζονται στον πίνακα 3.4.

Πίνακας 3.4: Χαρακτηριστικά των τριών σεισμών και στοιχεία των κυρίων επιπέδων τους, που χρησιμοποιήθηκαν για τον έλεγχο των αποτελεσμάτων.

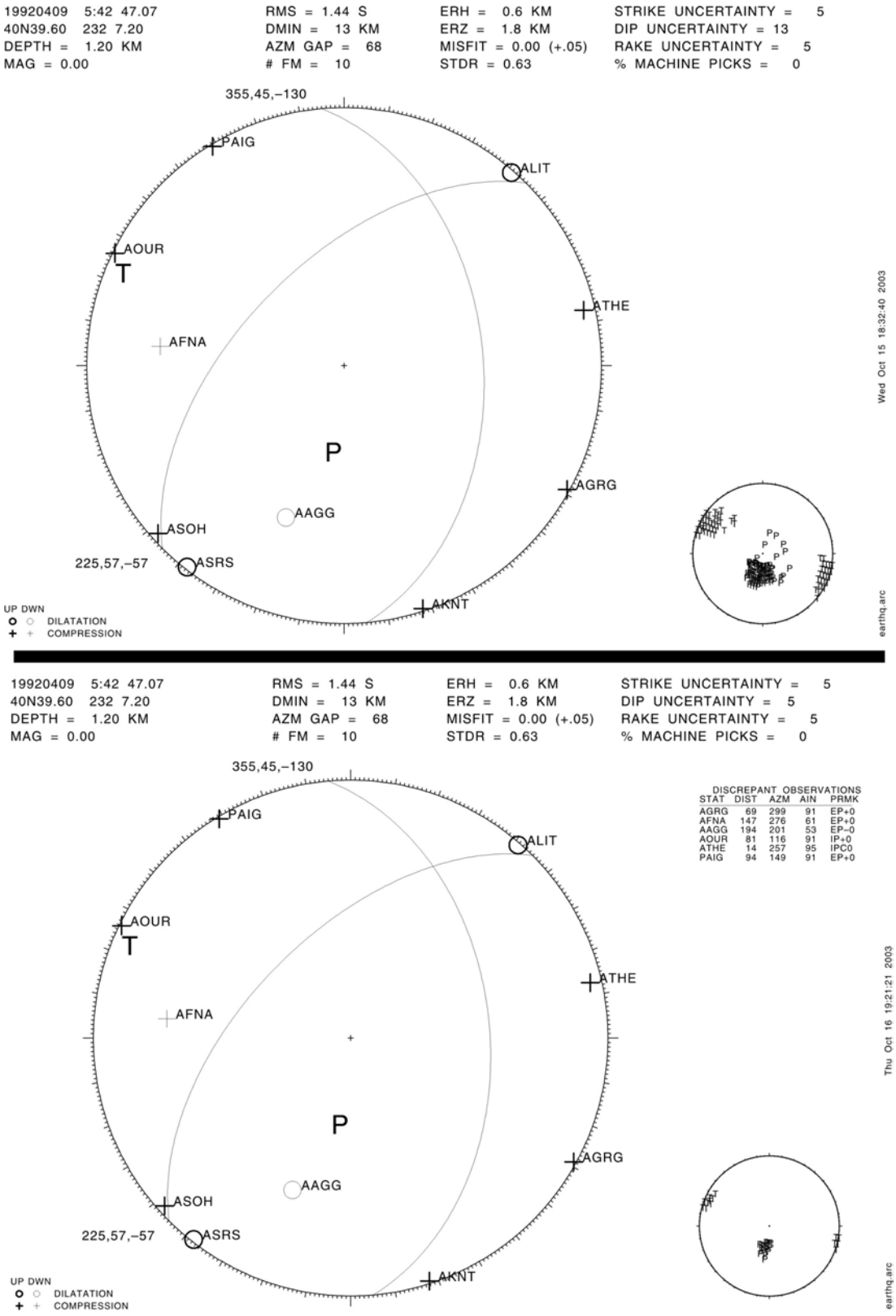
A/A	Ημέρα	Ώρα	Lat	Lon	Βάθος	Μέγεθος	strike	dip	rake
1	19920409	054247.07	40.660	23.120	1.2	3.5	225	57	-57
2	19920409	055102.98	40.685	23.197	10	4.1	175	54	-127
3	19920502	094104.99	40.660	23.520	2.5	4.1	241	62	-101

Η επιλογή των σεισμών αυτών έγινε με βάση κάποια κριτήρια, όπως:

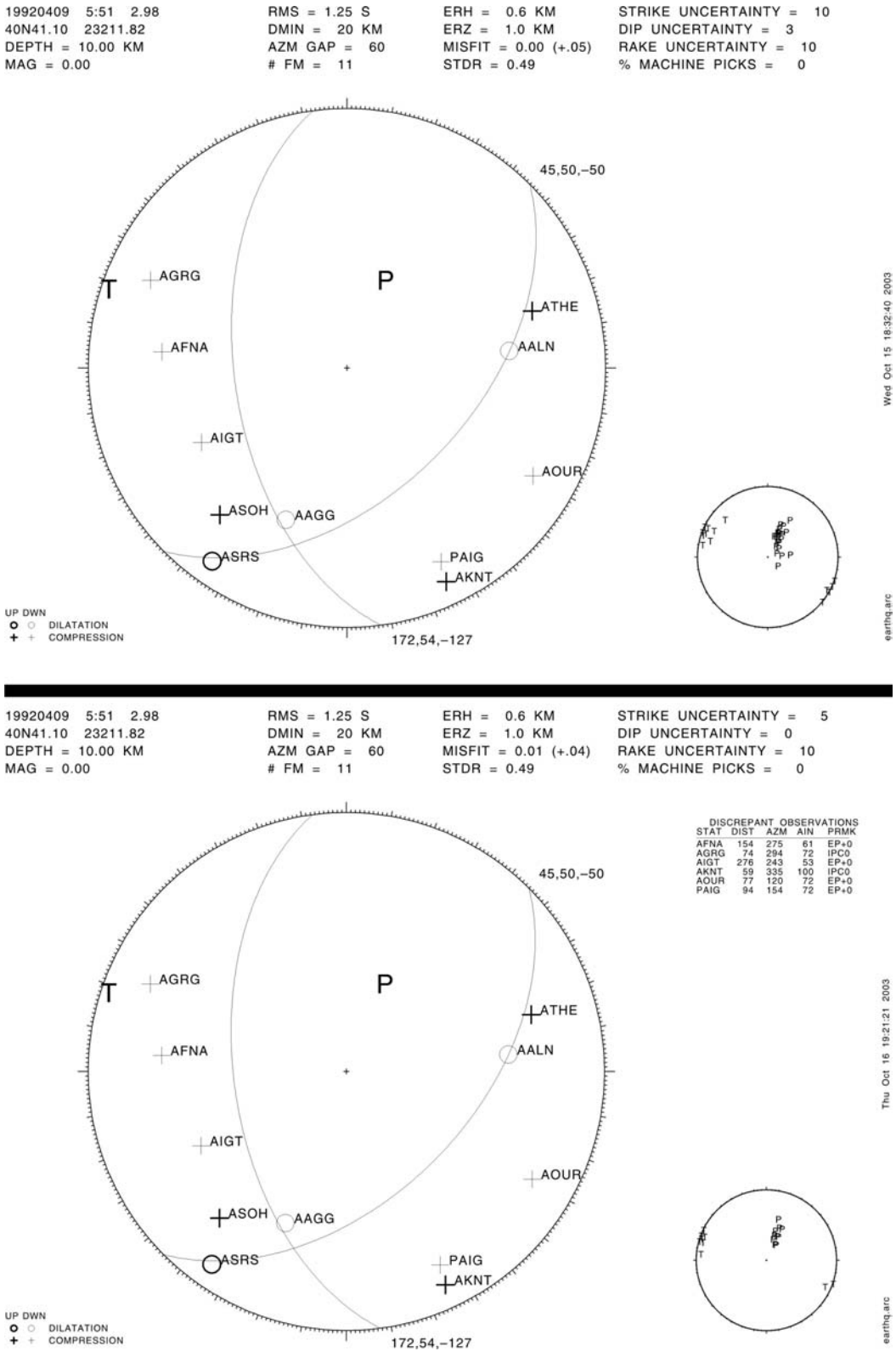
- να υπάρχουν καθαρές καταγραφές χωρίς θόρυβο,
- στις καταγραφές αυτές τα πλάτη να μην είναι ψαλιδισμένα (clipped),
- να υπάρχουν καταγραφές σε όσο το δυνατό περισσότερες κυματομορφές.

Για το λόγο αυτό, επιλέχθηκαν σεισμοί ενδιαμέσου μεγέθους (M=3.5 έως 4.1) ώστε οι φάσεις να είναι ευδιάκριτες σε όλους τους σταθμούς του δικτύου, χωρίς όμως να υπάρχουν πολλές ψαλιδισμένες, "clipped" κυματομορφές.

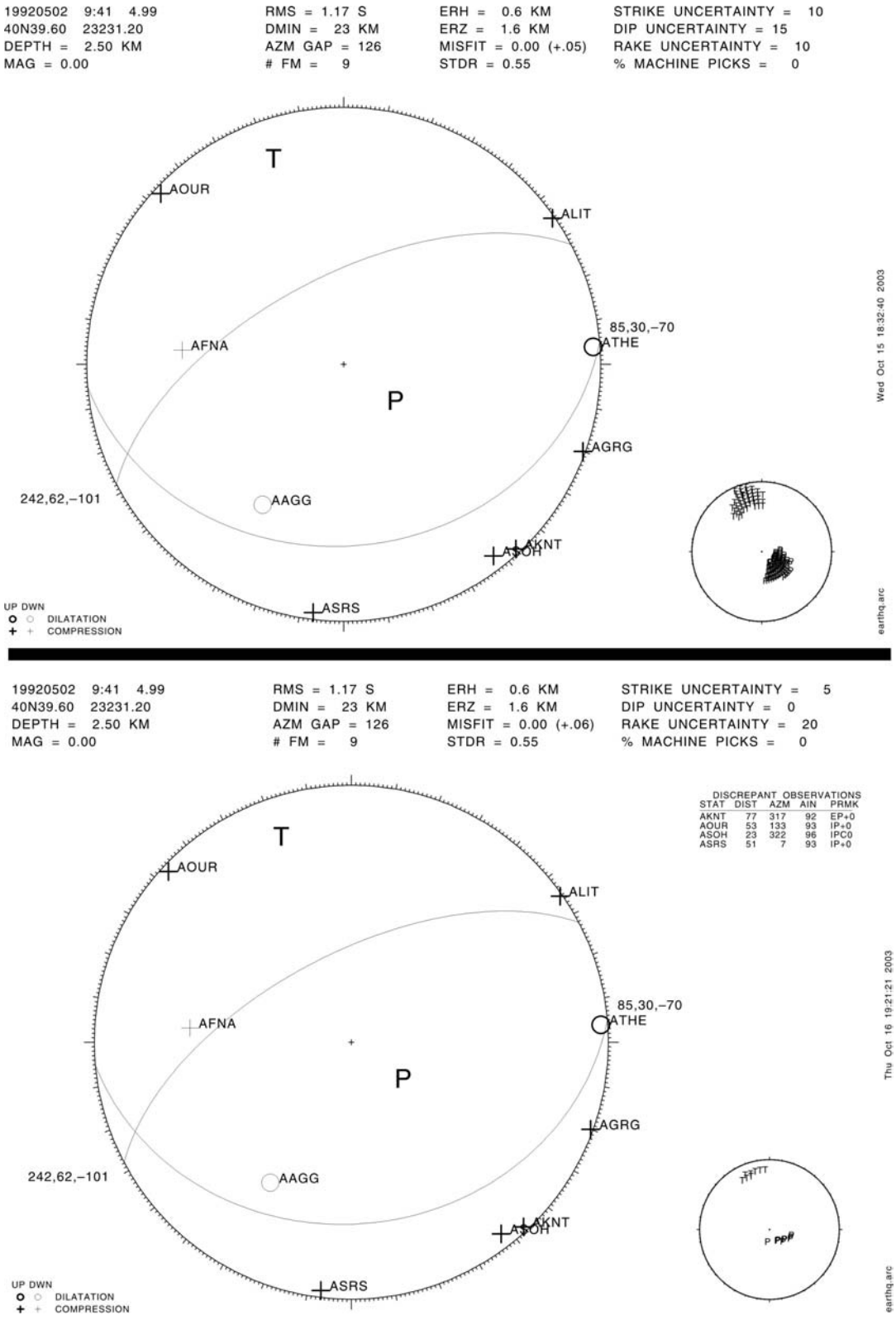
Η αρχική έκδοση του *FPFIT* εφαρμόστηκε για τους τρεις σεισμούς και τα επίπεδα που προτείνει η λύση θεωρούνται ως πραγματικά. Εάν υπολογίσουμε το μηχανισμό γένεσης ενδεχόμενου σεισμού που οφείλεται σε ένα από τα επίπεδα αυτά, με τη χρήση της νέας τεχνικής, ο τρόπος ακτινοβολίας (radiation pattern) των σεισμικών κυμάτων P, SV και SH αναμένεται να δώσει παρόμοιο αποτέλεσμα. Με τον τρόπο αυτό ελέγχθηκε το κατά πόσο για ένα προεπιλεγμένο ρήγμα υπό διάρρηξη, το τροποποιημένο πρόγραμμα είναι σε θέση να δώσει τη σωστή λύση του μηχανισμού γένεσης (που έχει εκ των προτέρων θεωρηθεί ως ορθή). Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στα σχήματα 3.28 - 3.29 διαδοχικά για κάθε σεισμό και για τις δυο εκδόσεις του προγράμματος, όπου εκτός από τα ορικά επίπεδα μπορεί να γίνει σύγκριση και της κατανομής των κύριων αξόνων τάσης.



Σχήμα 3.28: Μηχανισμοί γένεσης και θέση των αξόνων τάσης P και T για το σεισμό No 1 όπως αυτά υπολογίστηκαν με τη χρήση της αρχικής έκδοσης (επάνω) και της τροποποιημένης έκδοσης (κάτω) του *FPFIT*.



Σχήμα 3.29: Μηχανισμοί γένεσης και θέση των αξόνων τάσης P και T για το σεισμό No 2 όπως αυτά υπολογίστηκαν με τη χρήση της αρχικής έκδοσης (επάνω) και της τροποποιημένης έκδοσης (κάτω) του *FPFIT*.



Σχήμα 3.30: Μηχανισμοί γένεσης και θέση των αξόνων τάσης P και T για το σεισμό No 3 όπως αυτά υπολογίστηκαν με τη χρήση της αρχικής έκδοσης (επάνω) και της τροποποιημένης έκδοσης (κάτω) του *FPFIT*.

Ο συσχετισμός και η σύγκριση των αποτελεσμάτων για κάθε σεισμό με τη χρήση των δυο διαφορετικών προγραμμάτων αναδεικνύει τα όσα θεωρητικά αναλύθηκαν στις προηγούμενες σελίδες. Το τροποποιημένο πρόγραμμα εξάγει την ορθή λύση του μηχανισμού γένεσης, όπως αυτή θεωρήθηκε δεδομένη, ενώ παρουσιάζει και μια εντυπωσιακή ελάττωση σε σχέση με το αρχικό, της διασποράς των αξόνων μέγιστης συμπίεσης και εφελκυσμού στον σφαιρικό χώρο. Στις κάτω παραστάσεις των σχημάτων 3.28-3.30, η προτεινόμενη τροποποιημένη έκδοση του προγράμματος εντοπίζει τη θέση των κυρίων αξόνων τάσης σε μια αρκετά περιορισμένη περιοχή, σε αντίθεση με την αρχική έκδοση (επάνω μέρος σχημάτων) όπου υπάρχει μια σχετική διασπορά της θέσης ατής σε περιοχές οι οποίες καλύπτουν μεγάλο εύρος. Ο καλύτερος προσδιορισμός της θέσης των αξόνων συνοδεύεται με ένα σφάλμα (STDR) που σε κάθε περίπτωση είναι μικρότερο με τη χρήση της προτεινόμενης έκδοσης, ενώ και η απόκλιση (MISFIT) εμφανίζει μειωμένες τιμές.

Για τον έλεγχο της ευρωστίας της προτεινόμενης τεχνικής επιλέχθηκε να αφαιρεθούν τα δεδομένα κάποιων σταθμών και να προστεθεί θόρυβος σε κάποιες περιπτώσεις ώστε να συγκριθούν τα εξαγόμενα αποτελέσματα σε σχέση με την περίπτωση όπου τα δεδομένα είναι πλήρη και χωρίς θόρυβο. Έγιναν κατά σειρά 7 δοκιμαστικές επεμβάσεις στο σετ των δεδομένων για τους τρεις σεισμούς του πίνακα 3.4. Αφαιρέθηκαν τα δεδομένα κάποιων σταθμών με βάση τη θέση της προβολής τους κοντά ή όχι στα ορικά επίπεδα πάνω στην ισεμβαδική σφαιρική προβολή των μηχανισμών γένεσης. Οι επεμβάσεις που έγιναν έχουν ως ακολούθως:

I. αφαίρεση ενός «κοντινού» σταθμού για κάθε σεισμό
II. αφαίρεση ενός «μακρινού» σταθμού για κάθε σεισμό
III. αφαίρεση ενός «κοντινού» και ενός «μακρινού» σταθμού για κάθε σεισμό
IV. αφαίρεση δύο «κοντινών»σταθμών για κάθε σεισμό
V. αφαίρεση δύο «μακρινών» σταθμών για κάθε σεισμό
VI. αφαίρεση τριών οποιωνδήποτε σταθμών για κάθε σεισμό
VII. αφαίρεση τεσσάρων οποιωνδήποτε σταθμών για κάθε σεισμό

Αφού έγιναν οι παραπάνω παρεμβάσεις και υπολογίστηκαν οι μηχανισμοί και με τα δυο προγράμματα, προστέθηκε και επιλεκτικός θόρυβος. Ο θόρυβος που εισήχθη υπολογίστηκε με βάση τη σχέση :

$$\sigma = \frac{Prad}{\sqrt{SVrad^2 + SHrad^2}}(1 + x \cdot a) \tag{3.14}$$

Στη σχέση (3.14) ο λόγος του πρώτου μέρους του γινομένου είναι εκείνος που υπολογίζεται από τον τρόπο ακτινοβολίας των σεισμικών κυμάτων (παράγραφος 3.2.5), το x αναφέρεται σε

έναν τυχαία επιλεγμένο αριθμό που οι τιμές του ακολουθούν μια τετραγωνική κατανομή με εύρος από -1 μέχρι 1, ενώ τέλος το *α* εκφράζει το ποσοστό του θορύβου. Ο θόρυβος που εισήχθη ήταν αρχικά 10% και στη συνέχεια 50% για το σύνολο των δεδομένων αλλά και για εκείνα που υπέστησαν τις 7 παρεμβάσεις που μόλις παρουσιάστηκαν.

Γίνεται αντιληπτό πλέον, ότι μπορούν να εξαχθούν αναλυτικά και χρήσιμα συμπεράσματα για τη βελτίωση η όχι των αποτελεσμάτων καθώς όλα τα δεδομένα και οι επτά παραλλαγές τους για κάθε σεισμό έχουν εφαρμοστεί:

- με την αρχική έκδοση
- με την τροποποιημένη έκδοση
- με την τροποποιημένη έκδοση και θόρυβο 10%
- με την τροποποιημένη έκδοση και θόρυβο 50%

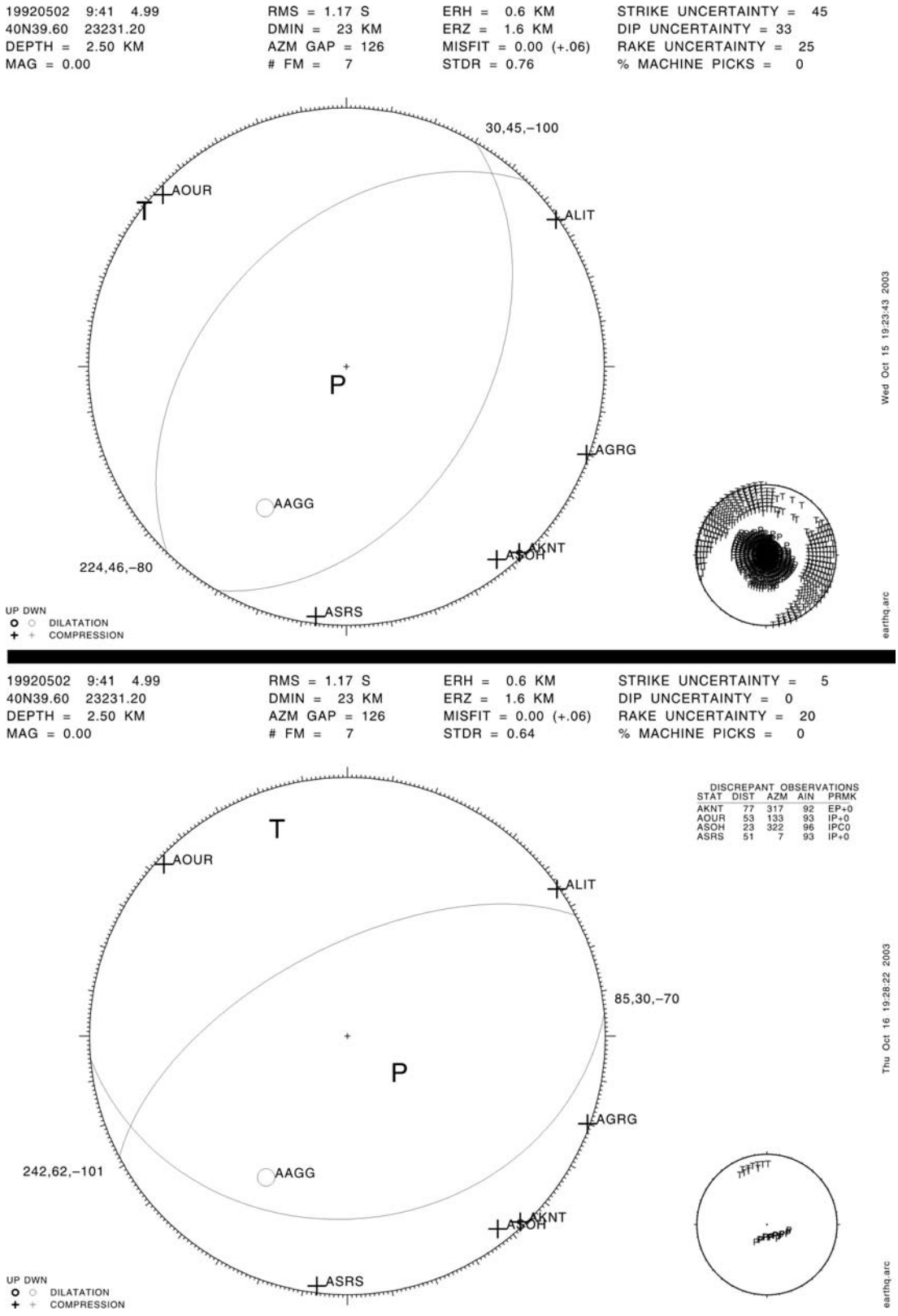
Σε κάθε περίπτωση μπορούμε να εκτιμήσουμε κατά πόσο η λύση που παρέχεται είναι κοντά στην αυθαίρετα θεωρούμενη ως σωστή λύση που έδωσε το αρχικό πρόγραμμα με πλήρη δεδομένα.

Η παραπάνω διαδικασία έδειξε ότι με δεδομένα ως πραγματικά τα στοιχεία του κυρίου ρήγματος που περιγράφονται στον πίνακα 3.4 για κάθε σεισμό, οι δύο εκδόσεις του προγράμματος συμπεριφέρονται διαφορετικά. Αφαιρώντας σταδιακά δεδομένα από έναν έως και τέσσερις σταθμούς από το σύνολο των δεδομένων, η λύση που δίνει το αρχικό *FPFIT* για το μηχανισμό γένεσης είναι αρκετά αλλαγμένη σε σχέση με εκείνη που παρέχουν τα πλήρη δεδομένα. Αντίθετα, η χρήση του νέου *FPFIT* δίνει κάθε φορά μια λύση που παραμένει σχεδόν ίδια με την αντίστοιχη του ολικού σετ των δεδομένων. Σε ότι αφορά την κατανομή των κυρίων αξόνων τάσης, μια πολύ μεγάλη διασπορά στην πιθανή τους θέση εμφανίζεται με το αρχικό πρόγραμμα, σε αντίθεση με το νέο που η κατανομή παραμένει περιορισμένη σε συγκεκριμένα σημεία του σφαιρικού χώρου. Επιπλέον, εάν προστεθεί στα δεδομένα μας τυχαίος θόρυβος, τότε το αποτέλεσμα αλλοιώνεται με τη χρήση της κλασσικής μεθόδου, ενώ θα μείνει πρακτικά αμετάβλητο αν χρησιμοποιηθεί η νέα τροποποιημένη μέθοδος. Στα σχήματα που ακολουθούν παρουσιάζονται ενδεικτικά 2 από τις 21 περιπτώσεις που ελέγχθηκαν. Στην πρώτη περίπτωση (σχήματα 3.31-3.32) χρησιμοποιήθηκε ο σεισμός No 3 του πίνακα 3.4 του οποίου όπως ειπώθηκε, θεωρήθηκε πραγματικό κύριο ρήγμα εκείνο που προέκυψε με τη χρήση του αρχικού προγράμματος *FPFIT* και συνεπώς ορθότερος μηχανισμός αυτός που παρουσιάζεται στο πάνω μέρος του σχήματος 3.30. Στο σχήμα 3.31 παρουσιάζεται ο ίδιος σεισμός χωρίς όμως τη χρήση των σταθμών της Φλώρινας (FNA) και της Θεσσαλονίκης (THE). Οι σταθμοί αυτοί επιλέχθηκαν να αποκλειστούν διότι βρίσκονταν κοντά στα ορικά επίπεδα του ρήγματος, έτσι ώστε να μελετηθεί η συμμετοχή των σταθμών που

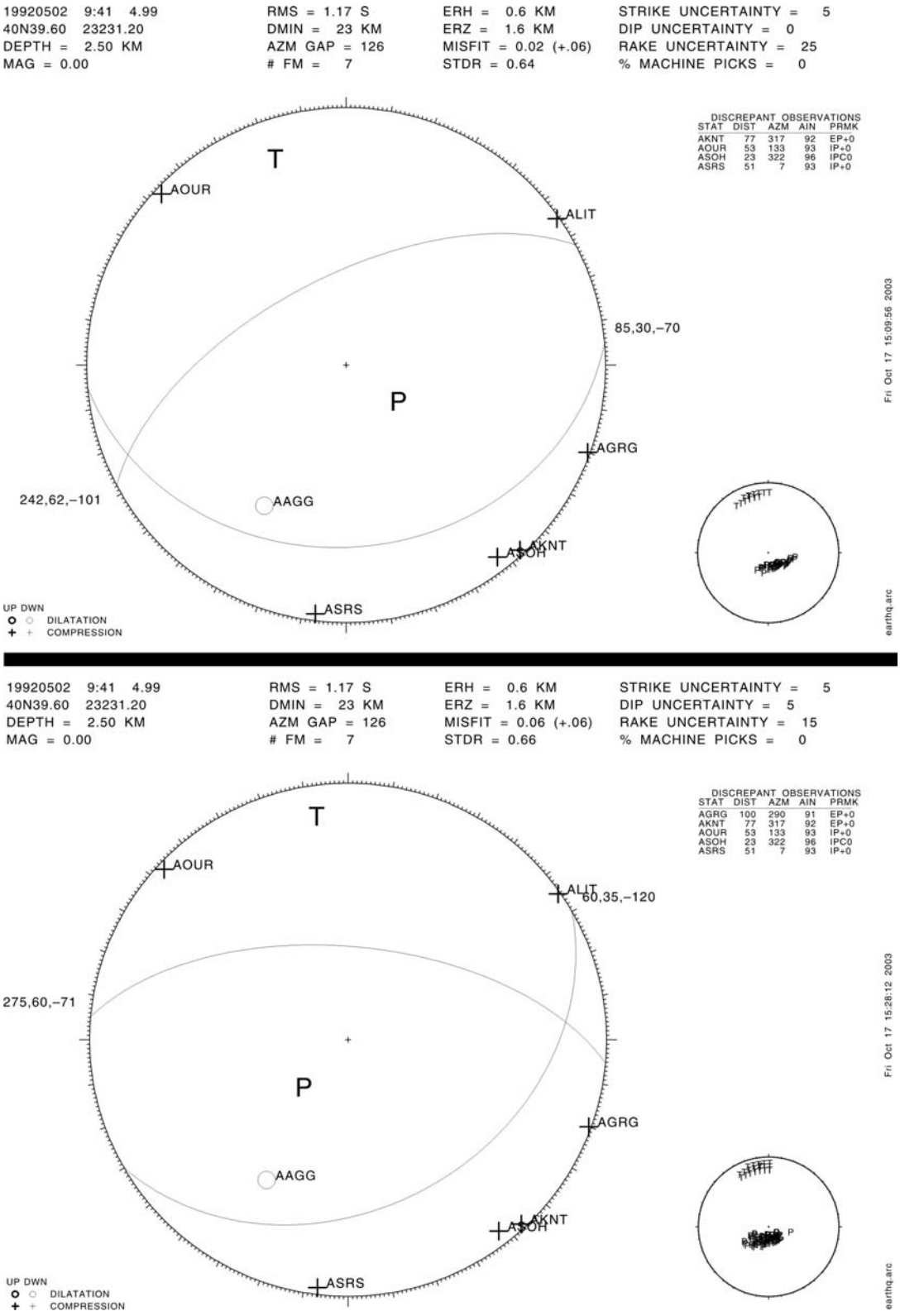
βρίσκονται κυρίως μακριά από αυτά. Στο πάνω μέρος του σχήματος το αρχικό πρόγραμμα *FPFIT* εξάγει μια αρκετά διαφοροποιημένη λύση από τη θεωρούμενη ως σωστή, σε αντίθεση με το νέο πρόγραμμα (σχ.3.31 κάτω) που προτείνει λύση που δεν διαφέρει με την ιδανική. Πολύ καλή εικόνα παρουσιάζει η διασπορά της κατανομής των κυρίων αξόνων τάσης, που ενώ στην πρώτη περίπτωση είναι μεγάλη δίνοντας ασαφή εικόνα, είναι πολύ μικρή στην δεύτερη. Στο σχήμα 3.32 απεικονίζεται η λύση της νέας έκδοσης στην περίπτωση που έχουμε εισάγει θόρυβο 10% (επάνω) και 50% (κάτω) που ακολουθεί την τετραγωνική κατανομή. Και εδώ είναι ορατό ότι ο θόρυβος δεν ασκεί μεγάλη επιρροή στο αποτέλεσμα ακόμα και αν αυτός αντιστοιχεί στο 50% του σήματος.

Ανάλογη είναι η περίπτωση του σεισμού No 1 (βλ. πίνακας 3.4), για τον οποίο αγνοήθηκαν οι πληροφορίες των σταθμών της Φλώρινας (FNA), της Γρίβας (GRG) και του Σοχού (SOH). Στο επάνω μέρος του σχήματος 3.33 το αρχικό πρόγραμμα δίνει μια λίγο διαφοροποιημένη εικόνα του μηχανισμού γένεσης σε σχέση με την θεωρητικά σωστή (σχήμα 3.28) η οποία συνοδεύεται με πολύ μεγάλη διασπορά στον εντοπισμό της θέσης των αξόνων τάσης. Αντίθετα, το νέο πρόγραμμα (σχήμα 3.33, κάτω) για άλλη μια φορά δείχνει να παραμένει ανεπηρέαστο από την αφαίρεση δεδομένων, αλλά και από την προσθήκη του θορύβου (σχήμα 3.34), τόσο στην επίλυση του μηχανισμού γένεσης, όσο και στον καθορισμό της θέσης των αξόνων.

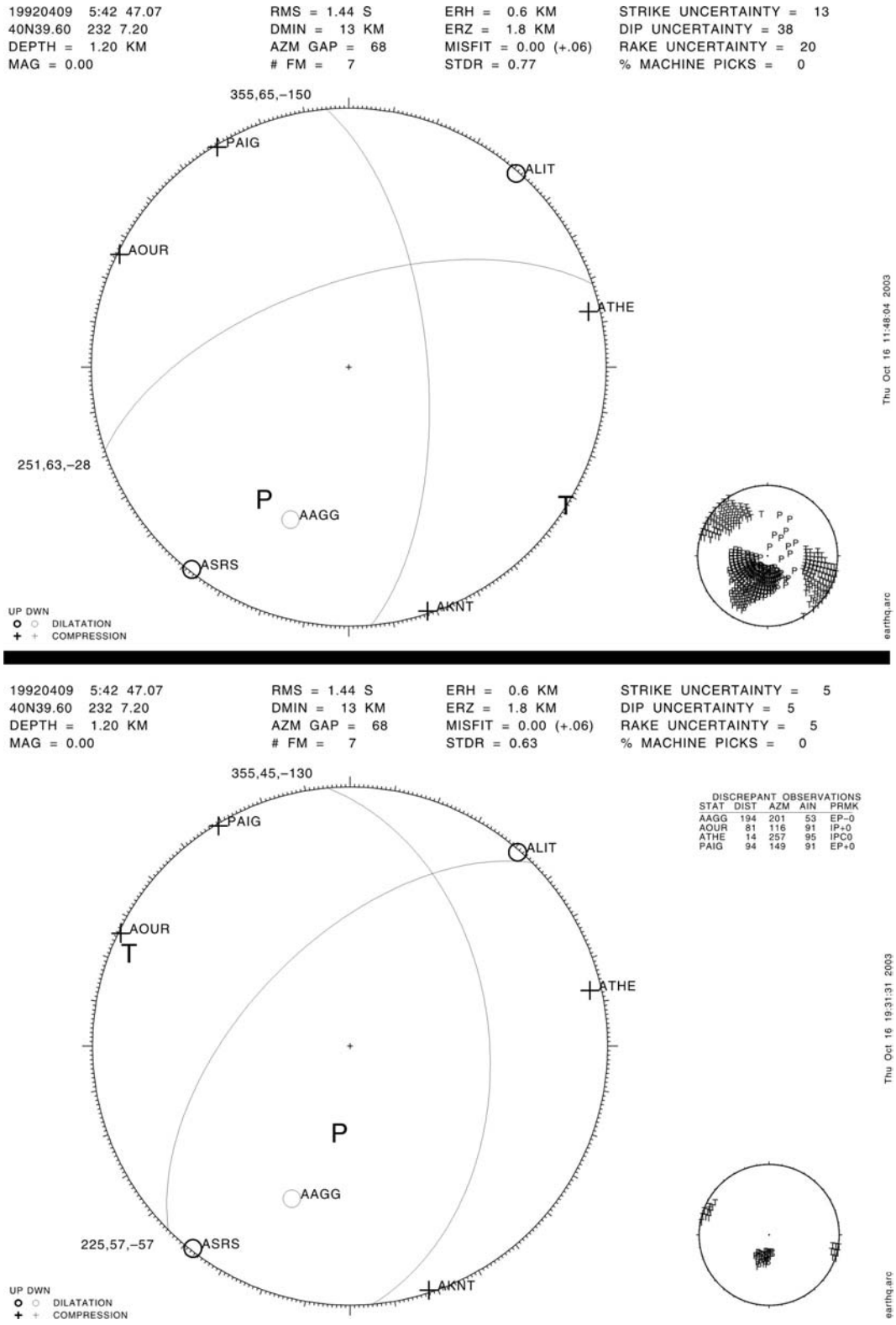
Όλοι οι συνδυασμοί που εφαρμόστηκαν έδωσαν αντίστοιχα αποτελέσματα, κάτι που αποδεικνύει για το πρόγραμμα που προτείνεται, ότι η έλλειψη δεδομένων δεν είναι ικανή να αλλάξει σημαντικά το πραγματικό αποτέλεσμα, το οποίο φυσικά δεν γνωρίζουμε εκ των προτέρων, σε αντίθεση με το αρχικό πρόγραμμα. Το ίδιο θα ισχύει και στην περίπτωση που τα δεδομένα μας έχουν θόρυβο, όπου η νέα έκδοση του *FPFIT* μπορεί να δώσει τη σωστή λύση. Πολύ χρήσιμη όμως είναι η συμβολή του προγράμματος που αναπτύχθηκε και στον καθορισμό της θέσης των κυρίων αξόνων τάσης, η οποία προσδιορίζεται με μεγάλη ακρίβεια, τόσο σε περιπτώσεις έλλειψης δεδομένων, όσο και σε περιπτώσεις θορυβώδους καταγραφής, σε αντίθεση με την κλασσική μορφή του προγράμματος *FPFIT*. Αξίζει να σημειωθεί ότι σε κάθε περίπτωση το νέο πρόγραμμα παρέχει αποτελέσματα με σημαντικά μειωμένα σφάλματα και αποκλίσεις (STDR, MISFIT), κάτι που καθιστά τις λύσεις πιο ικανοποιητικές και αξιόπιστες.



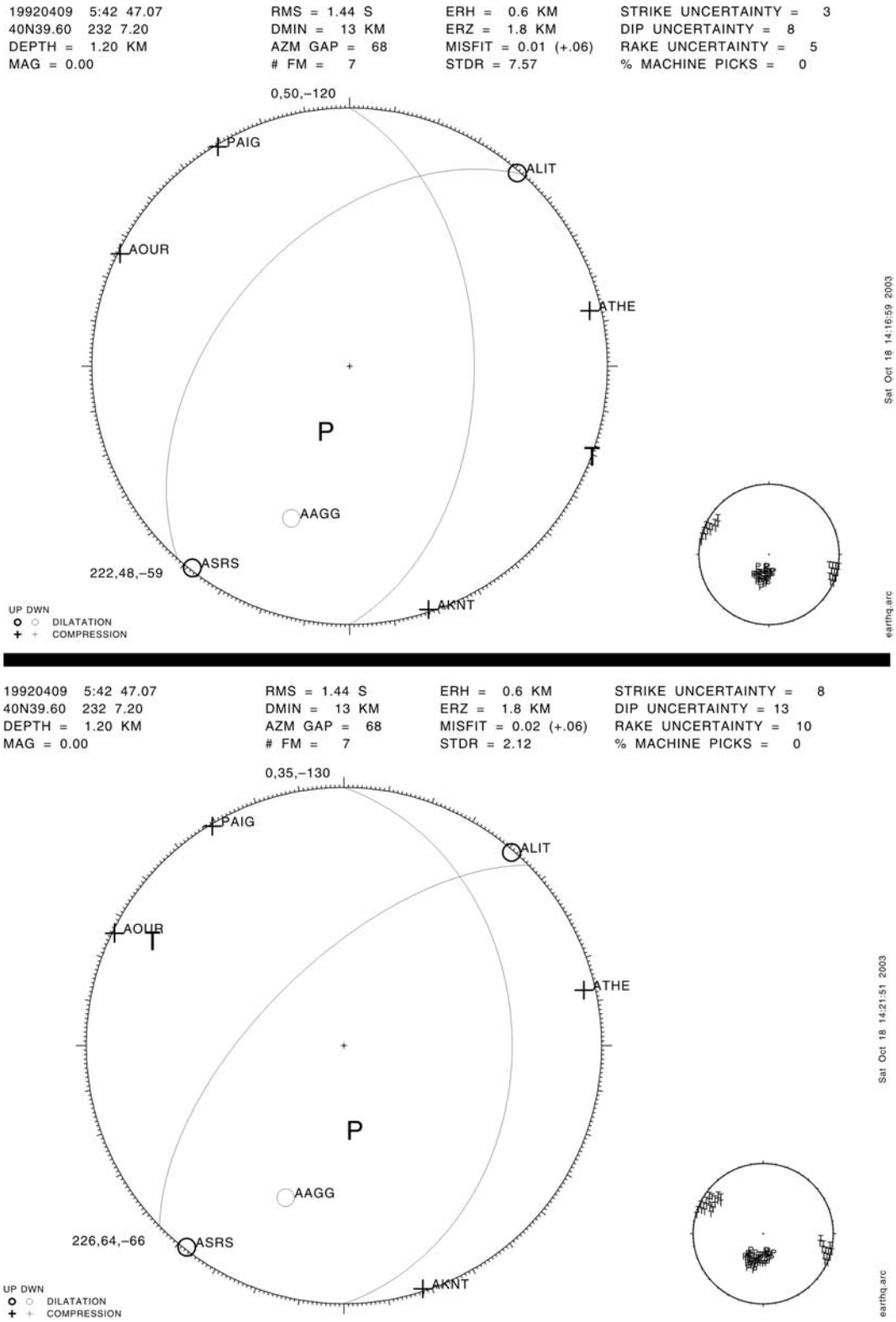
Σχήμα 3.31: Μηχανισμοί γένεσης και θέση των αξόνων τάσης P και T για το σεισμό No 3 όπως αυτά υπολογίστηκαν με τη χρήση της αρχικής έκδοσης (επάνω) και της τροποποιημένης έκδοσης (κάτω) του *FPFIT*. Τα δεδομένα για τους σταθμούς FNA και THE έχουν αφαιρεθεί.



Σχήμα 3.32: Μηχανισμοί γένεσης και θέση των αξόνων τάσης P και T για το σεισμό No 3 όπως αυτά υπολογίστηκαν με τη χρήση της νέας έκδοσης του *FPFIT*. Στα δεδομένα έχει προστεθεί θόρυβος 10% (επάνω) και 50% (κάτω), ενώ οι σταθμοί FNA και THE έχουν αφαιρεθεί.



Σχήμα 3.33: Μηχανισμοί γένεσης και θέση των αξόνων τάσης P και T για το σεισμό No 1 όπως αυτά υπολογίστηκαν με τη χρήση της αρχικής έκδοσης (επάνω) και της τροποποιημένης έκδοσης (κάτω) του *FPFIT*. Τα δεδομένα για τους σταθμούς FNA, GRG και SOH έχουν αφαιρεθεί.



Σχήμα 3.34: Μηχανισμοί γένεσης και θέση των αξόνων τάσης P και T για το σεισμό No 1 όπως αυτά υπολογίστηκαν με τη χρήση της νέας έκδοσης του *FPFIT*. Στα δεδομένα έχει προστεθεί θόρυβος 10% (επάνω) και 50% (κάτω), ενώ οι σταθμοί FNA, GRG και SOH έχουν αφαιρεθεί.

3.2.8 ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΓΕΝΕΣΗΣ ΣΕΙΣΜΩΝ ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΜΥΓΔΟΝΙΑΣ

Στα πλαίσια της παρούσας διατριβής προσδιορίστηκαν μηχανισμοί γένεσης για 50 σεισμούς οι οποίοι έγιναν στη λεκάνη της Μυγδονίας. Να σημειωθεί ότι αναλύθηκαν κυρίως οι σεισμοί εκείνοι των οποίων οι κυματομορφές παρουσίαζαν καλή αναλογία σήματος προς θόρυβο.

Οι σεισμοί αυτοί των οποίων το επίκεντρο εντοπίστηκε στην περιοχή που ορίζεται μεταξύ των συντεταγμένων 22.85-23.70 Ε και 40.44-40.80 Ν αποτέλεσαν τους πρώτους 50 σεισμούς των οποίων οι μηχανισμοί γένεσης υπολογίστηκαν με τη νέα τροποποιημένη έκδοση του προγράμματος *FPFIT*. Στους πίνακες 3.5α και 3.5β περιγράφονται όλα τα χαρακτηριστικά των σεισμών όπως προέκυψαν μετά τη χρήση του *FPFIT*. Στις πρώτες στήλες εκτός από τα βασικά στοιχεία του σεισμού (χρόνος γένεσης, επίκεντρο, εστιακό βάθος, μέγεθος) εμφανίζονται πληροφορίες για τα σφάλματα (RMS, ERH, ERZ), τον αριθμό των καναλιών που χρησιμοποιήθηκαν, αλλά και την απόκλιση (misfit). Ακολουθούν χρήσιμα στοιχεία για το κύριο και το βοηθητικό επίπεδο του ρήγματος που σχετίζεται με το σεισμό (str, dip, az), τα διανύσματα ολίσθησης (Rk-az, Rk-dp) αλλά και τους κύριους άξονες τάσεις P και T.

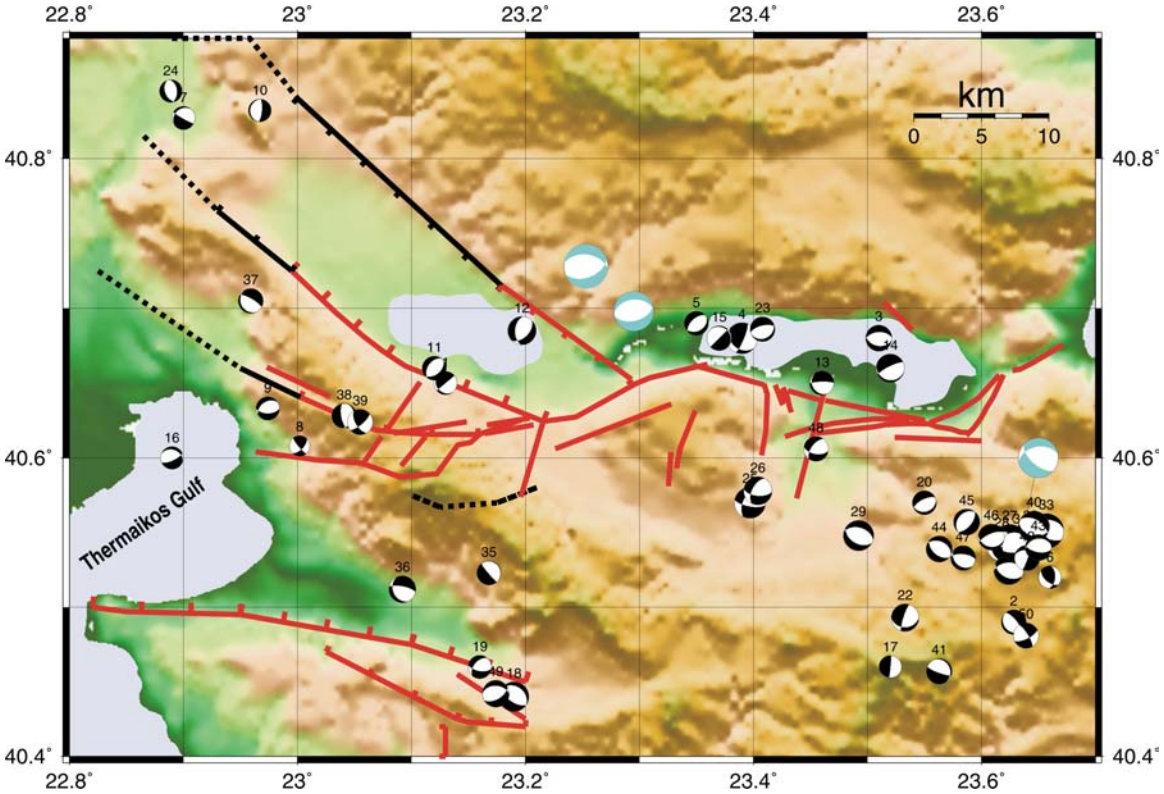
Πίνακας 3.5: Στοιχεία για τους 50 σεισμούς της Μυγδονίας λεκάνης, όπως προκύπτουν μετά τη χρήση του τροποποιημένου προγράμματος *FPFIT*

A/A	DATE	HHMM	SSMS	LAT		LON		DEP	MG	No	GAP	DIST	RMS	ERH	ERZ	DipAz	DIP	RAK
1	19900521	0949	18.95	40	39.00	23	07.80	7.7	3.4	17	72	14	0.71	0.5	1.5	230	20	0
2	19900714	1549	48.22	40	29.40	23	37.70	2.5	3.6	22	123	34	1.41	0.5	1.5	220	20	-100
3	19900813	1105	36.87	40	40.80	23	30.60	3.9	3.8	12	162	46	0.41	0.7	4.1	190	40	-80
4	19901013	0412	08.83	40	40.80	23	23.40	2.5	4.5	17	79	16	0.39	1.1	2.6	220	30	20
5	19901013	2116	57.57	40	41.40	23	21.00	5.0	3.5	16	103	15	0.93	0.7	1.7	150	35	-80
6	19901112	1034	55.02	40	31.20	23	39.60	2.8	3.3	16	132	34	1.20	0.5	4.0	220	55	50
7	19910501	1845	10.06	40	49.62	22	54.00	7.4	3.4	18	71	22	0.56	0.5	1.7	210	85	-70
8	19910703	0230	31.82	40	36.48	23	00.12	14.8	3.0	12	101	4	0.43	0.7	1.5	230	80	30
9	19910918	1008	03.00	40	37.98	22	58.44	5.8	3.4	14	91	1	0.96	0.6	1.4	180	55	-70
10	19911029	0649	34.43	40	49.92	22	58.02	0.9	3.3	14	144	22	0.62	0.6	34.5	95	75	-90
11	19920409	0542	47.07	40	39.60	23	07.20	1.2	3.5	20	68	13	1.44	0.6	1.8	140	45	-80
12	19920409	0551	02.98	40	41.10	23	11.82	10.0	4.1	23	60	20	1.25	0.6	1.0	135	50	-60
13	19920409	1645	52.10	40	39.00	23	27.60	0.5	3.5	20	116	21	1.19	0.5	1.6	240	20	-30
14	19920502	0941	04.99	40	39.60	23	31.20	2.5	4.1	18	126	23	1.17	0.6	1.6	195	15	-50
15	19921216	1150	02.29	40	40.80	23	22.20	5.4	3.6	17	141	16	0.65	0.8	1.8	135	90	-100
16	19930124	0534	16.20	40	36.00	22	53.40	7.7	3.3	16	102	7	0.83	0.7	1.4	155	70	-110
17	19930418	1850	36.58	40	27.60	23	31.20	2.2	3.3	20	72	41	0.93	0.6	1.5	205	5	20
18	19930725	0100	21.62	40	26.40	23	11.40	6.9	4.3	17	62	29	0.69	1.0	2.3	215	60	-90
19	19930725	1219	50.25	40	27.60	23	09.60	10.5	3.4	18	76	25	1.01	0.6	1.6	190	60	-50
20	19930813	2141	28.81	40	34.20	23	33.00	0.1	3.5	16	91	32	1.22	0.8	1.5	165	25	-80
21	19931114	1644	51.24	40	42.60	22	44.40	4.2	3.5	18	100	21	0.76	0.7	1.8	135	70	-110
22	19940220	2241	41.98	40	29.58	23	31.98	7.4	4.0	16	111	40	0.89	0.5	1.9	180	30	-20
23	19940408	2048	13.67	40	41.16	23	24.48	6.8	3.6	17	147	16	0.74	0.6	1.6	155	25	-100
24	19940512	1801	0.25	40	50.70	22	53.34	0.5	3.3	15	92	24	0.46	0.9	4.6	250	46	-100
25	19950122	2227	29.49	40	34.20	23	23.82	3.2	4.5	18	81	28	0.80	0.5	1.7	190	70	-40
26	19950122	2235	24.94	40	34.68	23	24.24	4.9	4.1	18	81	27	0.70	0.5	1.7	185	60	-40
27	19950404	1710	10.31	40	32.70	23	37.50	8.6	4.6	19	81	38	1.24	0.6	1.2	200	40	-70
28	19950404	1727	06.21	40	32.46	23	37.08	8.6	4.3	22	81	38	1.37	0.5	1.1	175	85	-60
29	19950503	1416	41.01	40	32.88	23	29.54	8.7	4.4	22	73	33	2.24	0.5	1.1	210	45	-80
30	19950503	1539	56.28	40	32.46	23	38.52	7.9	4.7	17	82	37	1.53	0.6	1.3	170	75	-70
31	19950503	1856	39.31	40	31.50	23	37.44	1.7	4.3	20	81	37	1.26	0.5	1.3	205	45	-70
32	19950503	2136	54.30	40	32.64	23	38.58	8.8	5.0	16	83	37	0.72	0.6	1.4	235	25	-40
33	19950503	2143	27.44	40	33.06	23	39.42	11.0	5.1	19	84	36	1.36	0.6	2.1	210	60	-70
34	19950504	0034	10.76	40	32.46	23	38.04	9.9	5.3	17	82	37	1.53	0.6	1.3	165	65	-120
35	19950913	1028	45.88	40	31.38	23	10.08	0.8	3.5	14	118	21	0.66	0.8	4.1	230	85	-90
36	19960506	0827	07.62	40	30.72	23	05.52	13.0	3.9	16	82	17	0.40	0.7	2.2	245	30	-40
37	19980107	0110	17.88	40	42.30	22	57.54	5.0	3.6	18	63	8	0.55	0.6	1.6	30	75	-100
38	19990627	1137	42.38	40	37.68	23	02.46	8.1	3.6	18	61	6	1.53	0.6	1.4	260	70	-100
39	19990627	1157	27.46	40	37.44	23	03.30	2.8	3.7	20	63	8	1.32	0.5	1.6	240	60	20
40	19991212	1925	58.24	40	33.24	23	38.76	10.0	4.5	21	99	39	1.17	0.7	1.5	195	40	-100
41	19950131	1023	24.09	40	27.42	23	33.78	2.1	3.7	20	109	38	0.79	0.5	1.6	200	80	-100
42	19950503	1904	40.08	40	31.98	23	38.40	4.1	3.7	18	82	36	0.9	0.5	1.6	110	85	-130
43	19950503	2233	02.82	40	32.40	23	39.00	7.1	3.8	16	134	36	0.77	0.6	2.0	190	60	-80
45	19950504	0114	04.93	40	33.42	23	35.22	3.8	3.8	18	126	35	0.76	0.5	2.0	130	60	-90
44	19950504	0445	48.95	40	32.34	23	33.78	6.2	3.8	20	77	36	1.29	0.5	1.4	220	50	-80
46	19950504	1747	43.39	40	32.82	23	36.52	4.6	3.8	20	128	37	0.64	0.5	1.7	190	25	-60
47	19950820	2240	19.21	40	31.98	23	35.04	3.6	3.6	18	123	37	0.5	0.5	1.9	220	30	-60
48	19961014	2336	13.56	40	36.36	23	27.30	8.0	3.6	18	113	25	0.8	0.5	1.8	190	55	-40
49	19961212	1006	26.88	40	26.52	23	10.44	9.0	3.9	22	62	28	0.46	0.5	1.1	150	55	-110
50	19970106	1417	05.59	40	28.86	23	38.34	6.0	3.7	20	109	33	1.33	0.5	1.2	154	68	-165

Πίνακας 3.5: (συνέχεια)

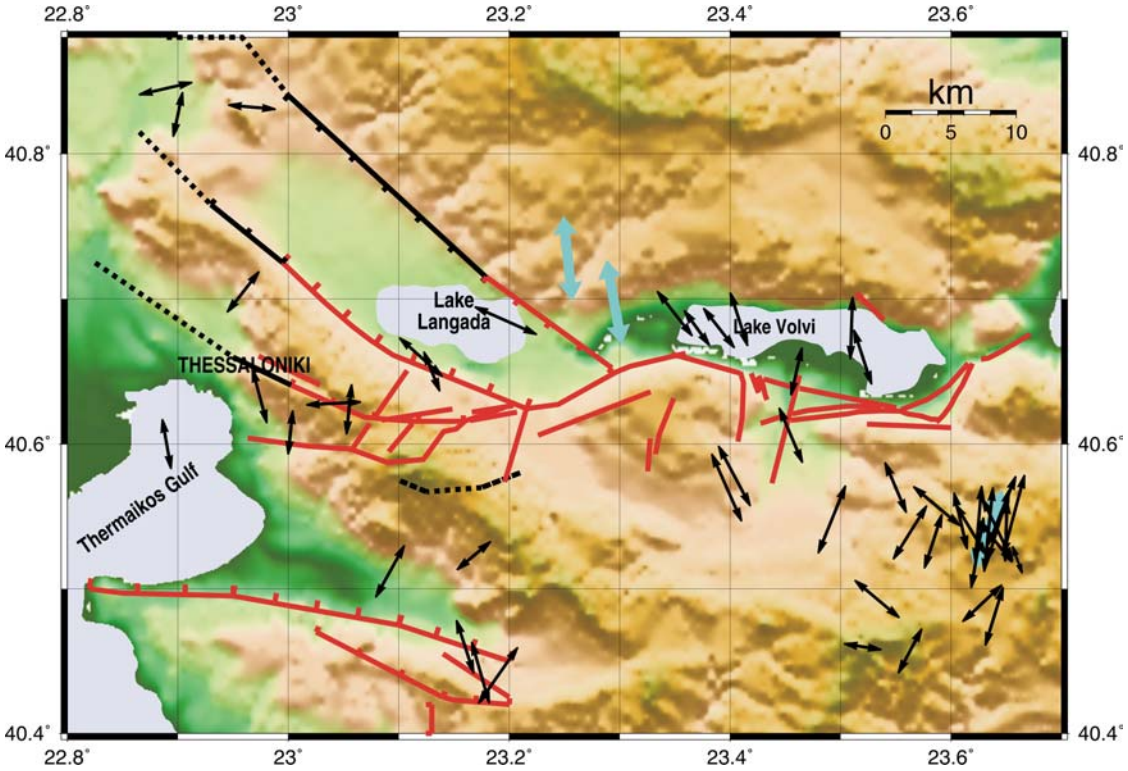
A/A	MSFT	FM	MSF	STDR	sUN	dUN	rUN	Plane1			Plane2			Rake 1		Rake 2		P		T	
1	0.20	9	0.26	0.43	3	8	15	140	20	0	230	90	-110	140	0	50	70	121	41	338	41
2	0.10	10	0.15	0.47	10	8	10	130	20	-100	320	70	-86	230	19	40	70	236	64	47	25
3	0.07	6	0.13	0.58	10	18	10	100	40	-80	267	50	-98	177	39	10	50	132	81	2	5
4	0.09	11	0.14	0.51	5	10	20	130	30	20	22	80	118	292	9	40	60	89	29	322	47
5	0.10	7	0.16	0.50	10	8	10	60	35	-80	227	55	-96	137	34	330	55	113	78	322	10
6	0.03	6	0.09	0.35	5	20	70	130	55	50	5	51	132	275	38	40	34	247	2	340	58
7	0.09	9	0.14	0.43	10	3	5	120	85	-70	223	20	-165	133	69	30	4	50	46	192	36
8	0.12	6	0.18	0.44	0	10	5	140	80	30	44	60	168	314	29	50	9	268	13	6	28
9	0.17	7	0.23	0.67	10	10	5	90	55	-70	237	39	-116	147	50	0	34	50	71	165	7
10	0.10	7	0.16	0.39	10	8	5	5	75	-90	185	14	-89	95	75	275	14	275	59	95	30
11	0.06	10	0.11	0.55	5	13	5	50	45	-80	215	45	-99	125	44	320	44	46	82	312	0
12	0.04	11	0.09	0.48	8	10	5	45	50	-60	183	48	-120	93	41	315	39	22	67	114	0
13	0.19	10	0.24	0.38	5	5	5	150	20	-30	268	80	-107	178	9	60	70	158	51	13	32
14	0.01	9	0.06	0.42	3	13	5	105	15	-50	244	78	-99	154	11	15	75	141	55	342	32
15	0.09	9	0.15	0.41	8	20	10	45	89	-100	309	10	-5	219	79	315	0	304	45	144	43
16	0.23	8	0.28	0.62	8	10	10	65	70	-110	291	27	-46	201	62	335	19	306	60	170	22
17	0.21	9	0.27	0.33	3	3	10	115	5	20	5	88	94	275	1	25	85	90	43	279	46
18	0.01	12	0.06	0.55	3	10	5	125	60	-90	305	29	-89	215	60	35	29	34	75	215	15
19	0.07	9	0.12	0.61	0	10	15	100	60	-50	220	48	-138	130	41	10	29	63	55	162	6
20	0.06	8	0.12	0.69	18	10	15	75	25	-80	243	65	-94	153	24	345	65	144	69	337	20
21	0.07	9	0.12	0.54	8	8	5	45	70	-110	271	27	-46	181	62	315	19	286	60	150	22
22	0.15	8	0.21	0.62	5	10	20	90	30	-20	197	80	-118	107	9	0	60	77	47	310	29
23	0.06	9	0.12	0.49	5	13	10	65	25	-100	256	65	-85	166	24	335	65	175	69	342	20
24	0.00	8	0.06	0.6	6	32	18	160	46	-100	354	44	-79	264	45	70	43	351	82	257	0
25	0.06	9	0.11	0.72	3	10	15	100	70	-40	206	52	-154	116	37	10	19	56	41	156	10
26	0.08	9	0.13	0.70	3	10	20	95	60	-40	207	56	-142	117	33	5	29	59	48	152	2
27	0.00	11	0.05	0.56	15	13	10	110	40	-70	264	52	-106	174	37	20	50	122	75	5	6
28	0.10	11	0.15	0.47	13	10	0	85	85	-60	183	30	-170	93	59	355	4	23	42	149	33
29	0.01	11	0.06	0.47	3	10	0	120	45	-80	285	45	-99	195	44	30	44	116	82	22	0
30	0.01	11	0.05	0.47	5	15	5	80	75	-70	205	24	-141	115	65	350	14	15	55	154	27
31	0.00	9	0.05	0.50	5	20	10	115	45	-70	267	48	-108	177	41	25	44	107	75	10	1
32	0.00	10	0.05	0.38	20	5	10	145	25	-40	272	74	-109	182	15	55	65	156	56	17	26
33	0.00	11	0.05	0.45	13	5	5	120	60	-70	263	35	-120	173	54	30	29	70	68	195	12
34	0.00	10	0.05	0.58	5	8	0	75	65	-120	308	38	-43	218	51	345	24	302	58	186	14
35	0.12	8	0.18	0.31	10	8	5	140	85	-90	320	4	-89	230	85	50	4	50	49	230	40
36	0.00	9	0.05	0.57	5	10	30	155	30	-40	281	71	-113	191	18	65	60	159	57	29	22
37	0.11	8	0.17	0.40	0	8	10	300	75	-100	154	17	-57	64	72	210	14	196	58	38	29
38	0.03	9	0.09	0.44	15	0	0	170	70	-100	17	22	-64	287	67	80	19	63	63	267	24
39	0.15	9	0.20	0.58	5	8	10	150	60	20	49	72	148	319	17	60	29	102	8	6	34
40	0.00	9	0.05	0.41	3	5	10	105	40	-100	297	50	-81	207	39	15	50	252	81	22	5
41	0.16	10	0.21	0.32	5	5	10	110	80	-100	335	14	-45	245	75	20	9	7	53	208	34
42	0.01	9	0.06	0.63	10	8	5	20	85	-130	284	40	-7	194	49	290	4	255	36	141	28
43	0.03	8	0.09	0.54	3	15	10	100	60	-80	260	31	-106	170	58	10	29	34	73	182	14
44	0.00	9	0.05	0.74	20	5	10	40	60	-90	220	29	-89	130	60	310	29	310	75	130	15
45	0.03	10	0.08	0.46	5	0	5	130	50	-80	294	41	-101	204	48	40	39	92	81	212	4
46	0.12	10	0.17	0.57	5	13	5	100	25	-60	247	68	-103	157	21	10	65	135	64	347	22
47	0.02	9	0.07	0.46	8	8	25	130	30	-60	276	64	-106	186	25	40	60	156	66	18	17
48	0.01	9	0.07	0.71	8	23	15	100	55	-40	215	58	-137	125	31	10	34	69	51	337	1
49	0.11	11	0.16	0.56	10	5	10	60	55	-110	272	39	-63	182	50	330	34	279	71	164	7
50	0.00	10	0.05	0.65	5	13	15	64	68	-165	328	76	-22	238	13	334	21	284	25	17	5

Οι μηχανισμοί γένεσης για τους σεισμούς αυτούς παρουσιάζονται στο σχήμα 3.35 όπου εμφανίζονται και τα κυριότερα νεοτεκτονικά ρήγματα της περιοχής όπως αυτά περιγράφηκαν στο 1^{ο} κεφάλαιο. Στον ίδιο χάρτη εμφανίζονται και 3 μεγάλοι σεισμοί της περιοχής (γαλάζιο χρώμα που περιγράφονται αμέσως μετά



Σχήμα 3.35: Μηχανισμοί γένεσης των 50 σεισμών που μελετήθηκαν στην παρούσα διατριβή.

Μια πρώτη εκτίμηση δείχνει αρχικά μια σαφή συσχέτιση της κατανομής των επικέντρων των σεισμών με τις κυριότερες ρηξιγενείς δομές. Επιπλέον το είδος των μηχανισμών αποδεικνύει τη σύνδεση πολλών σεισμών με συγκεκριμένα ρήγματα. Χρήσιμα συμπεράσματα για το πεδίο των τάσεων που επικρατεί τοπικά στην περιοχή μπορούν να εξαχθούν με την ανάλυση των κυρίων αξόνων τάσης P και T. Οι άξονες μέγιστου εφελκυσμού, T (σχ. 3.36) εμφανίζονται σχεδόν οριζόντιοι με αρκετά μικρές γωνίες κλίσης (γενικά 0°-40°) σε αντίθεση με του άξονες μέγιστης συμπίεσης, P, των οποίων οι σχετικά μεγάλες γωνίες κλίσης (>65°) δείχνουν συμπίεση στον κατακόρυφο άξονα, που μεταφράζεται σε λέπτυνση του ανώτερου φλοιού. Τα παραπάνω δείχνουν ένα κατά κύριο λόγο εφελκυστικό πεδίο τάσεων στην περιοχή της Μυγδονίας.



Σχήμα 3.36: Άξονες μέγιστου εφελκυσμού, Τ, των 50 σεισμών που μελετήθηκαν.

Ο εμπλουτισμός με επιπλέον δεδομένα της τελικής βάσης δεδομένων των μηχανισμών γένεσης και των αντίστοιχων σεισμολογικών στοιχείων για την περιοχή μελέτης κρίθηκε σκόπιμος για την περαιτέρω σύγκριση και τον συνδυασμό των παραπάνω δεδομένων με τα αντίστοιχα γεωλογικά-νεοτεκτονικά στοιχεία, ώστε να οδηγήσει στον προσδιορισμό του τελικού μοντέλου του πεδίου τάσεων και στη δημιουργία του τελικού σεισμοτεκτονικού μοντέλου της περιοχής. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από άλλες εργασίες που πραγματοποιήθηκαν στην περιοχή.

Οι δύο μεγάλοι σεισμοί του 1978 και εκείνος της Αρναίας το 1995 για τους οποίους είναι διαθέσιμοι αξιόπιστοι μηχανισμούς γένεσης (Papazachos and Papazachou, 1997) αποτελούν σημαντικό τμήμα των δεδομένων (πίνακας 3.6)

Πίνακας 3.6: Στοιχεία των τριών κύριων σεισμών της περιοχής με μέγεθος M>5.8. Περιγράφονται οι παράμετροι των δύο ορικών επιπέδων και των αξόνων τάσης P και T.

T	Ημέρα	Ώρα	Ms	Βάθος	Lat	Lon	Επίπεδο 1			Επίπεδο 2			P άξονας		T άξονας	
1	780523	23:34:11	5.8	6	40.698	23.295	76	50	-95	265	40	-82	308	83	170	5
2	780620	20:03:21	6.5	6	40.728	23.253	70	48	-109	278	46	-69	267	75	174	1
3	950504	00:34:11	5.8	10	40.541	23.634	131	60	-58	260	42	-131	90	61	199	10

Σε αυτούς τους σεισμούς προστέθηκε και ένας του οποίου ο μηχανισμός έχει προσδιοριστεί από ανάλυση κυματομορφών (waveform modeling) από το διεθνές κέντρο του HARVARD, προσεισμός του κύριου σεισμού της 20^{ης} Ιουνίου 1978, με μέγεθος M=5.3. Τα στοιχεία του μηχανισμού περιγράφονται αναλυτικά στον πίνακα 3.7.

Πίνακας 3.7: Στοιχεία του σεισμού της 19^{ης} Ιουνίου 1978 που ενσωματώθηκε στην τελική βάση δεδομένων.(πηγή: HARVARD, http://www.seismology.harvard.edu/).

Date	Time	Lat	Lon	Dep	Mw	Str1	Dp1	Rk1	Str2	Dp2	Rk2	Rake 1		Rake 2		P		T	
780619	103108	40.706	23.258	30	5.3	69	50	-111	281	44	-66	191	45	339	39	275	73	174	3

Η μετασεισμική ακολουθία του κύριου σεισμού της 20^{ης} Ιουνίου 1978 μελετήθηκε διεξοδικά από πολλούς ερευνητές. Από τους εκατοντάδες μετασεισμούς που καταγράφηκαν, οι Soufleris et al., (1983) συγκέντρωσαν εκείνους που καταγράφηκαν τον Αύγουστο του 1978. Το μέσο εστιακό βάθος εντοπίστηκε στα 6 km (2-12 km), ενώ πολλοί από τους σεισμούς αυτούς, που το μέγεθός τους δεν ξεπερνούσε το M_L=3.8, εμφανίζουν παρόμοια χαρακτηριστικά και έτσι ομαδοποιήθηκαν με βάση αυτές τις κοινές τους παραμέτρους. Έτσι έγινε ομαδοποίηση σε 24 σύνολα σεισμικών γεγονότων και υπολογίστηκαν αντιπροσωπευτικές τιμές για το ορικά επίπεδα και τους κινηματικούς άξονες. Οι μέσοι μηχανισμοί που προκύπτουν από τα στοιχεία αυτά (πίνακας 3.8) χρησιμοποιήθηκαν επίσης στην παρούσα διατριβή. Οι σεισμοί έχουν επίκεντρα που συγκεντρώνονται σε ακτίνα λίγων χιλιομέτρων (<10 km) από το επίκεντρο του κύριου σεισμού, αποτελούν όλοι μέρος της μετασεισμικής ακολουθίας και συνεπώς έχουν γενικότερα παρόμοια με αυτόν στοιχεία,

Πίνακας 3.8: Στοιχεία των 24 μέσων μηχανισμών γένεσης της μετασεισμικής ακολουθίας του σεισμού της 20^{ης} Ιουνίου 1978 (Αύγουστος 1978). Οι συντεταγμένες που αναφέρονται περιγράφουν τη μέση θέση των επικέντρων (Soufleris et al., 1983).

A/A	Lat		Lon		Str1	Dp1	Rk1	Str2	Dp2	Rk2	Paz	Pdp	Taz	Tdp
1	40	44.92	23	19.20	287	36	-102	123	55	-80	66	78	206	10
2	40	43.07	23	15.03	185	26	-124	42	69	-73	326	52	124	10
3	40	43.65	23	07.91	259	40	-110	105	53	-72	74	76	183	8
4	40	43.47	23	17.50	105	45	-89	285	45	-89	15	89	15	1
5	40	45.70	23	07.31	107	45	-75	267	46	-103	96	80	7	1
6	40	39.43	23	17.42	88	41	-102	285	50	-78	245	80	7	4
7	40	44.15	23	11.23	211	62	-94	41	28	-80	118	51	123	4
8	40	45.19	23	12.70	240	39	-73	40	53	-102	261	78	139	8
9	40	43.72	23	11.03	119	29	-53	259	67	-108	138	64	3	20
10	40	39.27	23	04.86	247	38	-82	58	52	-95	297	82	152	8
11	40	44.06	23	14.82	117	77	10	24	80	167	71	2	340	16
12	40	42.65	23	06.30	121	44	-121	341	54	-62	8	62	43	28
13	40	41.98	23	13.60	322	29	-68	119	63	-100	5	70	217	18
14	40	42.53	23	08.64	263	38	-103	101	53	-78	64	80	183	10
15	40	41.98	23	06.93	116	50	-54	248	51	-124	60	60	9	14
16	40	41.09	23	02.49	99	41	-69	254	52	-105	110	76	355	6
17	40	43.26	23	19.06	125	35	-69	282	58	-102	156	74	21	12
18	40	45.72	23	09.14	106	44	-86	282	46	-92	115	88	14	2
19	40	42.30	23	08.17	255	40	-89	75	50	-89	345	85	165	5
20	40	46.25	23	07.89	118	40	-71	275	52	-103	124	78	16	8
21	40	44.75	23	11.13	280	28	-49	57	69	-108	297	62	161	22
22	40	44.40	23	18.68	115	23	-89	295	67	-89	205	68	25	22
23	40	41.82	23	07.51	109	32	-65	262	61	-103	141	70	2	14
24	40	43.91	23	20.00	297	30	-89	117	60	-89	27	75	207	15

Στη βάση δεδομένων προστέθηκαν επίσης 63 μηχανισμοί γένεσης των σεισμών που καταγράφηκαν στα πλαίσια τοπικών πειραμάτων στη λεκάνη της Μυγδονίας, όπως περιγράφονται από τους Christodoulou (1986), Hatzfeld *et al.* (1987) και Hatzidimitriou *et al.* (1992).

Στον πίνακα 3.9 παρουσιάζονται τα στοιχεία των 63 μικροσεισμών που καταγράφηκαν από τα τοπικά δίκτυα που εγκαταστάθηκαν στην περιοχή κατά το χρονικό διάστημα Μάρτιος – Απρίλιος 1984 και Απρίλιος – Μάιος 1985. Ο πίνακας αυτός περιλαμβάνει (όπως και όλοι οι προηγούμενοι), πληροφορίες για τη μέρα και την ώρα γένεσης του σεισμού, το γεωγραφικό πλάτος και μήκος αντίστοιχα, καθώς και το μέγεθος M. Ακολουθούν πληροφορίες για την παράταξη, ξ, την διεύθυνση κλίσης, δ και τη γωνία κλίσης, $\boldsymbol{\lambda}$, για το κύριο επίπεδο (*Επίπεδο Ι*), αλλά και το δευτερεύον επίπεδο (*Επίπεδο ΙΙ*).

Πίνακας 3.9: Στοιχεία των 63 σεισμών που έλαβαν χώρα στην περιοχή της Μυγδονίας κατά τη χρονική περίοδο Μάρτιος-Απρίλιος 1984 και Απρίλιος-Μάιος 1985 (*Christodoulou, 1986, Hatzfeld et al., 1987. Hatzidimitriou et al., 1992)*

Α/Α						Επίπεδο Ι			Επίπεδο ΙΙ			Ρ άξονας		Τ άξονας	
	Ημέρα	Ώρα	φΝ	λΕ	Μ	ξ	δ	λ	ξ	δ	λ	ζ	θ	ζ	θ
1	840316	6:01	40.73	23.29	0.5	16	45	48	248	58	124	315	7	212	61
2	840316	7:22	40.73	23.29	0.5	9	50	35	254	64	134	314	9	214	50
3	840316	15:09	40.75	23.19	0.6	78	50	-140	320	60	-46	283	53	21	6
4	840316	19:58	40.73	23.29	0.5	16	50	25	270	71	137	328	13	225	44
5	840317	13:56	40.74	23.29	0.3	14	50	45	251	58	130	314	4	217	57
6	840317	18:12	40.72	23.32	0.3	197	86	168	197	86	168	243	6	152	11
7	840323	1:14	40.70	23.38	0.2	275	44	-86	90	46	-92	294	87	182	1
8	840323	10:24	40.65	23.44	1.2	72	55	-111	72	55	-110	291	71	177	8
9	840323	10:40	40.73	23.29	0.7	225	50	154	332	70	43	94	12	196	44
10	840323	10:42	40.65	23.45	0.2	64	45	-120	284	52	-62	255	69	355	4
11	840323	13:02	40.73	23.29	0.5	0	48	23	255	73	136	313	15	208	43
12	840324	17:08	40.64	23.40	0.8	8	56	-36	120	60	-140	335	48	243	2
13	840328	13:59	40.74	23.29	2.1	40	40	-127	264	60	-62	222	64	335	11
14	840328	18:05	40.64	23.43	1.5	66	54	-116	66	54	-115	278	68	174	5
15	840328	21:21	40.63	23.43	1.8	79	48	-107	79	48	-106	278	77	181	2
16	840329	15:41	40.62	23.03	2.3	89	40	-135	321	64	-59	275	59	29	14
17	840329	17:25	40.56	23.56	1.9	51	60	150	158	65	34	284	3	16	41
18	840330	12:39	40.72	23.28	1.1	139	38	-32	255	70	-123	125	52	10	19
19	840331	9:16	40.74	23.31	3.0	56	36	-124	276	60	-67	228	67	350	13
20	840331	13:32	40.65	23.57	2.4	25	56	-119	25	56	-118	241	65	135	7
21	840401	4:07	40.73	23.29	2.5	38	38	-129	264	61	-63	219	64	335	12
22	840401	4:11	40.73	23.28	2.4	61	43	-110	267	50	-72	240	76	345	4
23	840401	4:37	40.52	23.55	1.3	110	44	-53	241	53	-120	90	65	353	3
24	840401	11:37	40.52	23.55	1.8	88	60	-113	88	60	-112	313	67	194	12
25	840401	13:51	40.62	23.43	1.1	222	70	159	320	70	21	91	0	181	29
26	840401	15:58	40.54	23.58	1.9	140	60	-49	139	61	-48	102	54	202	7
27	840402	0:27	40.73	23.29	1.5	212	58	144	323	60	38	87	1	178	47
28	840402	0:42	40.73	23.29	1.6	220	60	154	323	67	32	90	4	183	38
29	840402	3:53	40.73	23.30	2.0	217	60	151	322	65	33	89	3	181	40
30	840402	16:38	40.70	23.11	1.6	90	36	-61	236	60	-108	105	69	340	13
31	840402	18:30	40.60	23.46	2.0	106	40	-68	259	54	-106	118	74	1	7
32	840404	18:44	40.70	23.11	1.6	92	28	-65	244	64	-102	129	68	344	18
33	840405	18:25	40.70	23.10	1.5	102	36	-69	256	56	-104	126	74	357	10
34	840405	21:06	40.72	23.37	1.1	310	60	-84	310	59	-83	237	75	35	14
35	840406	6:47	40.68	23.08	2.4	92	42	-53	227	58	-117	85	65	337	9
36	840406	5:20	40.70	23.13	1.6	96	32	-55	236	63	-109	110	66	341	16
37	840406	22:08	40.68	23.41	2.4	50	26	-142	285	75	-68	222	55	358	27
38	840407	0:24	40.70	23.44	1.6	122	44	-93	306	46	-86	279	88	34	1
39	840407	12:32	40.52	23.54	1.3	87	46	-109	89	50	-107	294	76	191	3
40	840407	19:20	40.57	23.60	1.6	68	70	-170	335	80	-19	291	21	23	7

Πίνακας 3.9: Συνέχεια

A/A						Επίπεδο I			Επίπεδο II			P άξων		T άξων	
	Ημέρα	Ώρα	φN	λE	M	ξ	δ	λ	ξ	δ	λ	ζ	θ	ζ	θ
41	840407	19:49	40.60	23.41	1.2	102	50	-65	102	50	-64	79	71	175	2
42	840407	20:25	40.68	23.41	1.3	11	32	-40	136	70	-115	12	57	245	21
43	840410	2:09	40.68	23.43	0.9	128	38	-69	282	54	-105	145	75	23	8
44	840410	3:18	40.68	23.43	1.1	128	45	-86	128	45	-85	125	87	215	0
45	840410	15:02	40.74	23.33	1.5	13	28	-179	283	90	-61	218	39	348	38
46	840410	0:44	40.73	23.37	1.6	142	38	-90	322	52	-89	232	83	52	7
47	840412	9:59	40.69	23.51	1.7	122	28	-49	256	70	-109	137	61	1	22
48	840412	13:45	40.72	23.32	1.6	50	70	150	50	70	150	102	5	9	35
49	840413	6:25	40.69	23.37	1.1	92	36	-88	269	54	-91	172	81	0	9
50	840413	8:36	40.72	23.32	1.1	37	80	-160	37	80	-159	262	21	169	7
51	840413	8:10	40.60	23.47	1.3	92	32	-70	249	60	-101	130	72	348	14
52	840413	9:46	40.73	23.24	1.1	87	50	-56	87	50	-55	64	65	154	0
53	840414	21:48	40.64	23.50	1.0	98	46	-63	242	50	-114	85	71	349	2
54	840415	0:24	40.69	23.37	1.2	94	36	-86	269	54	-92	166	81	1	9
55	850427	18:37	40.68	23.16	0.1	242	60	-94	242	60	-93	141	75	335	15
56	850427	22:51	40.72	23.31	0.8	270	32	-82	80	55	-94	331	79	174	10
57	850428	7:38	40.72	23.25	0.8	250	47	-93	250	46	-92	97	88	342	1
58	850428	21:09	40.71	23.32	0.5	53	72	161	150	72	19	282	1	12	26
59	850429	12:13	40.65	23.43	2.4	140	40	-95	326	50	-85	266	84	53	5
60	850430	3:47	40.74	23.36	1.6	257	35	-71	54	57	-102	287	75	153	11
61	850430	18:51	40.73	23.35	0.6	257	34	-78	63	56	-97	307	77	159	11
62	850430	19:09	40.72	23.31	1.4	263	50	-99	263	49	-98	119	82	359	4
63	850505	18:19	40.73	23.29	1.2	254	38	-123	113	59	-66	68	67	187	12

Το σύνολο των δεδομένων συμπληρώνουν 41 μηχανισμοί γένεσης σεισμών που έλαβαν χώρα στην περιοχή κατά το χρονικό διάστημα Ιούλιος 2001-Απρίλιος 2002 και καταγράφηκαν από τοπικό δίκτυο φορητών ψηφιακών σεισμογράφων, που εγκαταστάθηκαν με σκοπό την παρακολούθηση της μικροσεισμικής δραστηριότητας (Παραδεισοπούλου, 2003). Στα πλαίσια του πειράματος, που κάλυπτε κυρίως το δυτικό τμήμα της Μυγδονίας λεκάνης και περιοχές πιο κοντά στην πόλη της Θεσσαλονίκης, εντοπίστηκαν σεισμοί που κατά κύριο λόγο είχαν επίκεντρα στην περιοχή νότια της λίμνης Λαγκαδά. Πρόκειται ουσιαστικά για τη σεισμική ακολουθία της 8ης Οκτωβρίου 2001 με κύριο σεισμό M=4.5, που αποτελεί και τον μεγαλύτερο σεισμό που έγινε κατά τη διάρκεια του συγκεκριμένου πειράματος, ενώ διαγράφεται και πιθανή συσχέτιση με το ρήγμα του Ασβεστοχωρίου-Χορτιάτη. Μια δεύτερη συγκέντρωση επικέντρων παρατηρείται στο βόρειο άκρο της λίμνης, όπου δεσπόζει το ενεργό ρήγμα Ανάληψης-Ασσήρου. Όλα τα στοιχεία (πίνακας 3.10) εκφράζουν μια γενική ομοιομορφία στις διευθύνσεις των ορικών επιπέδων που αναδεικνύονται από τους μηχανισμούς γένεσης και έρχονται σαφώς σε αντιστοιχία με τις γνωστές Α-Δ και ΒΔ-ΝΑ διευθύνσεις των ρηξιγενών δομών στη συγκεκριμένη περιοχή.

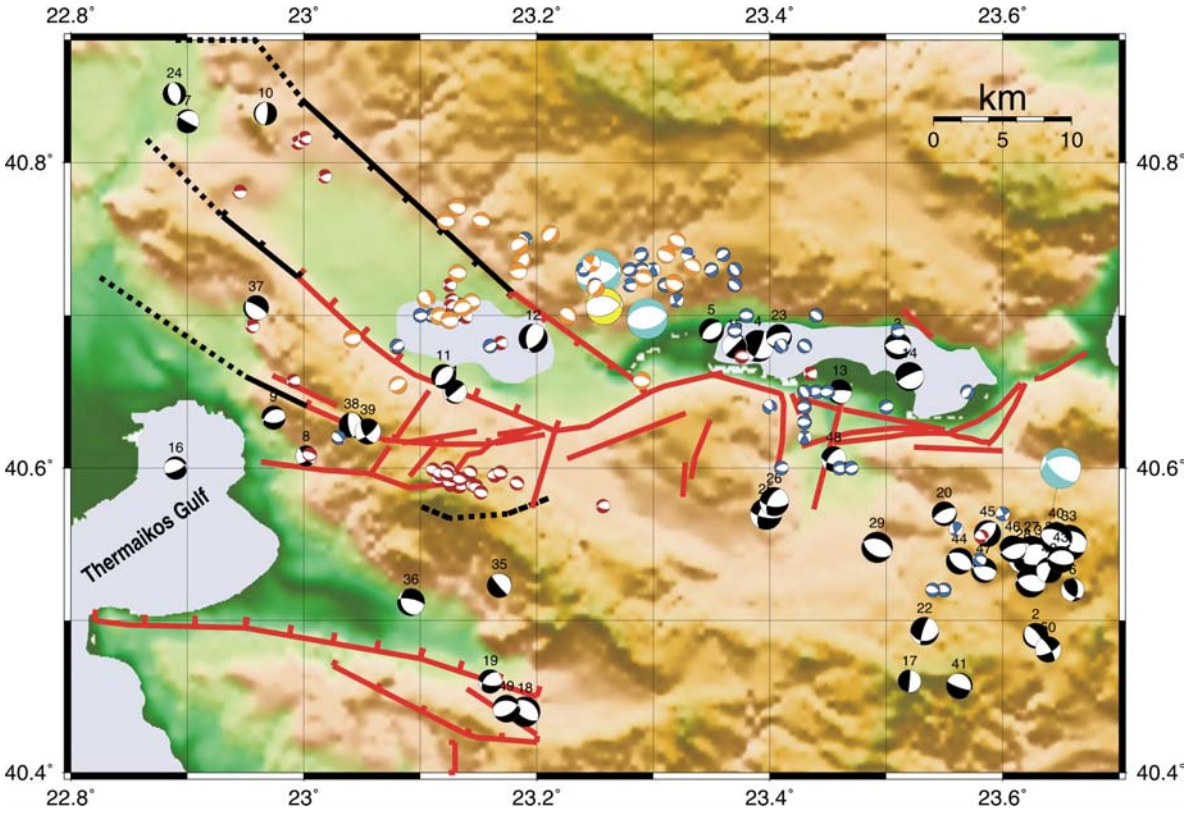
Πίνακας 3.10: Στοιχεία των 46 σεισμών που έλαβαν χώρα στην περιοχή της Μυγδονίας κατά τη χρονική περίοδο Ιούλιος 2001 – Απρίλιος 2002 (*Παραδεισοπούλου, 2003)*

	Χρόνος			Επίκεντρο		Βάθος		Κύριο Επίπεδο			P άξονας		T άξονας	
Α/Α	Έτος	Ημέρα	Ώρα	φ(°N)	λ(°E)	(km)	M	ξ (°)	δ(°)	λ(°)	ξ (°)	θ(°)	ξ (°)	θ(°)
1	2001	10-Αυγ	21:49:39	40.673	23.376	18.41	3.7	102	60	-74	48	70	180	14
2	2001	11-Αυγ	18:44:49	40.662	23.435	17.82	3.1	128	52	-30	38	64	218	26
3	2001	21-Αυγ	6:01:22	40.720	23.125	4.12	2.3	132	58	-30	98	42	4	4
4	2001	3-Σεπ	10:04:16	40.679	23.080	10.32	2.3	132	56	-30	42	62	222	28
5	2001	15-Σεπ	17:47:13	40.813	22.995	11.23	2.7	130	48	-35	142	52	357	33
6	2001	15-Σεπ	20:09:52	40.816	23.001	12.43	2.4	132	44	-30	111	49	3	15
7	2001	28-Σεπ	21:06:37	40.657	22.991	10.50	2.0	114	60	-44	78	51	173	4
8	2001	8-Οκτ	4:50:21	40.596	23.116	13.70	4.5	70	34	-124	20	65	200	25
9	2001	8-Οκτ	5:25:31	40.597	23.143	14.18	2.5	110	50	-98	258	68	6	7
10	2001	8-Οκτ	5:26:44	40.593	23.116	13.68	4.1	74	42	-122	323	72	181	14
11	2001	8-Οκτ	5:28:44	40.595	23.164	13.73	2.6	82	60	-102	360	72	180	18
12	2001	8-Οκτ	5:29:28	40.589	23.145	14.40	3.4	90	36	-100	302	70	195	6
13	2001	8-Οκτ	5:32:16	40.589	23.126	13.57	3.9	88	54	-114	247	69	355	7
14	2001	8-Οκτ	5:36:20	40.588	23.148	13.78	3.1	64	42	-120	260	69	166	2
15	2001	8-Οκτ	6:52:48	40.593	23.124	14.78	3.3	56	50	-118	360	67	180	23
16	2001	8-Οκτ	6:55:29	40.599	23.111	13.23	3.2	90	46	-104	20	67	200	23
17	2001	8-Οκτ	7:04:27	40.588	23.133	13.14	3.0	110	46	-58	335	81	200	7
18	2001	8-Οκτ	7:15:19	40.588	23.134	14.10	3.0	104	52	-98	346	60	166	30
19	2001	8-Οκτ	7:16:09	40.593	23.128	14.18	2.9	76	60	-104	6	71	186	19
20	2001	8-Οκτ	7:25:54	40.591	23.125	14.56	2.9	96	38	-92	308	67	206	5
21	2001	8-Οκτ	7:26:32	40.596	23.117	14.76	2.8	96	54	-118	352	60	172	30
22	2001	8-Οκτ	8:00:25	40.590	23.126	13.45	3.6	82	60	-112	307	81	187	5
23	2001	8-Οκτ	8:21:26	40.595	23.128	14.43	2.9	96	50	-100	20	72	200	18
24	2001	8-Οκτ	13:47:57	40.600	23.124	14.13	2.1	110	36	-90	322	79	199	6
25	2001	8-Οκτ	13:49:19	40.596	23.123	14.13	2.1	100	52	-102	360	70	180	20
26	2001	8-Οκτ	19:00:28	40.593	23.134	13.86	1.6	90	40	-106	360	70	180	20
27	2001	9-Οκτ	6:59:05	40.597	23.169	16.21	2.7	90	40	-108	20	71	200	19
28	2001	11-Οκτ	16:31:46	40.584	23.152	12.75	3.0	110	38	-80	301	53	211	1
29	2001	14-Οκτ	9:06:00	40.555	23.582	16.27	2.7	90	56	-136	20	69	200	21
30	2001	25-Νοε	20:09:46	40.590	23.183	14.48	2.4	110	42	-90	126	51	7	21
31	2001	4-Δεκ	17:03:51	40.693	22.956	6.51	2.1	138	36	-30	36	66	147	10
32	2001	14-Δεκ	22:39:00	40.791	23.018	13.07	2.1	132	40	-30	156	52	11	33
33	2002	17-Ιαν	6:35:56	40.781	22.945	14.28	2.2	148	20	-30	240	78	12	8
34	2002	24-Φεβ	21:50:00	40.575	23.257	16.70	2.3	106	60	-62	271	57	170	7
35	2002	18-Μαρ	10:42:02	40.609	23.005	12.90	1.5	100	24	-98	69	57	170	7
36	2002	13-Απρ	8:10:41	40.702	23.132	10.27	3.0	106	60	-52	343	73	195	14
37	2002	13-Απρ	8:13:34	40.707	23.133	10.55	3.0	98	60	-100	71	60	176	9
38	2002	13-Απρ	13:52:41	40.710	23.127	10.02	2.2	110	60	-56	16	60	196	30
39	2002	13-Απρ	17:46:06	40.699	23.139	10.63	2.3	128	60	-30	76	48	169	2
40	2002	13-Απρ	21:06:01	40.706	23.126	9.64	1.7	112	60	-40	89	47	180	1
41	2002	16-Απρ	11:11:39	40.682	23.169	8.01	2.7	124	60	-38	237	66	4	15

Με την ολοκλήρωση του προσδιορισμού νέων μηχανισμών και τη συμπλήρωση αυτών με άλλους διαθέσιμους από διάφορες πηγές, εμπλουτίστηκε σημαντικά το σύνολο των δεδομένων που αντιστοιχούν σε σεισμούς με μεγέθη έως 6.5. Το σύνολο των 182 μηχανισμών γένεσης που συγκεντρώθηκαν αποτελεί το τελικό σετ των δεδομένων στα οποία στηρίχθηκε ο

προσδιορισμός του πεδίου των τάσεων και ο καθορισμός του σεισμοτεκτονικού μοντέλου της περιοχής μελέτης και είναι αυτό που παρουσιάζεται στο σχήμα 3.37.

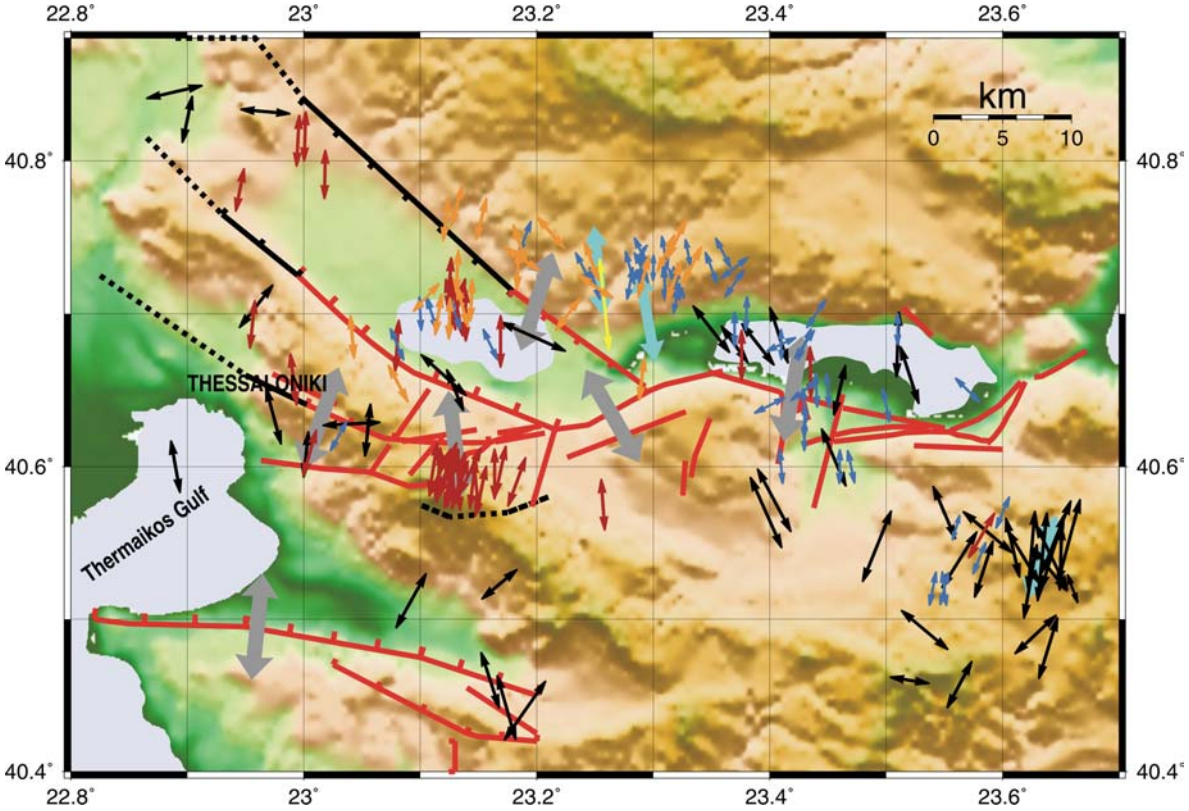
Στο σχήμα που ακολουθεί απεικονίζονται οι μηχανισμοί που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή με διαφορετικούς χρωματισμούς, ανάλογα με την πηγή προέλευσης τους, όπως αυτοί περιγράφηκαν στις προηγούμενες σελίδες. Με μαύρο χρώμα εμφανίζονται οι 50 μηχανισμού γένεσης που προέκυψαν από τις πρώτες αφίξεις των επιμήκων κυμάτων, την ανάλυση ψηφιακών δεδομένων του δικτύου του Σεισμολογικού Σταθμού του Α.Π.Θ. και τη χρήση του τροποποιημένου προγράμματος *FPFIT*. Με πορτοκάλί χρώμα παρουσιάζονται οι 24 στερεογραφικές προβολές που περιγράφουν τμήμα της μετασεισμικής ακολουθίας του Αυγούστου 1978 (*Soufleris et al., 1983*). Το μπλε χρώμα αντιστοιχεί στους 63 μηχανισμούς που προσδιορίστηκαν με βάση τους σεισμούς των τοπικών πειραμάτων που έγιναν τα έτη 1984 και 1985 *(Christodoulou, 1986, Hatzfeld et al., 1987, Hatzidimitriou et al., 1992*).



Σχήμα 3.37: Μηχανισμοί γένεσης για το σύνολο των 182 σεισμών που συλλέχθηκαν για την περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης, στα πλαίσια της παρούσας διατριβής. Οι ομάδες των δεδομένων περιγράφονται με διαφορετικά χρώματα (περιγραφή στο κείμενο).

Οι 41 μηχανισμοί γένεσης του πρόσφατου πειράματος στην περιοχή (Παραδεισοπούλου, 2003) παρουσιάζονται με κόκκινο χρώμα, ενώ οι τρεις κύριοι σεισμοί (23/05/78, 20/06/78 και 23/05/95) απεικονίζονται με γαλάζιο χρώμα. Τέλος, στο ίδιο σχήμα εμφανίζεται και ο μηχανισμός (κίτρινο χρώμα) στην περιοχή του Σοχού που έχει προσδιοριστεί από το διεθνές κέντρο του HARVARD,

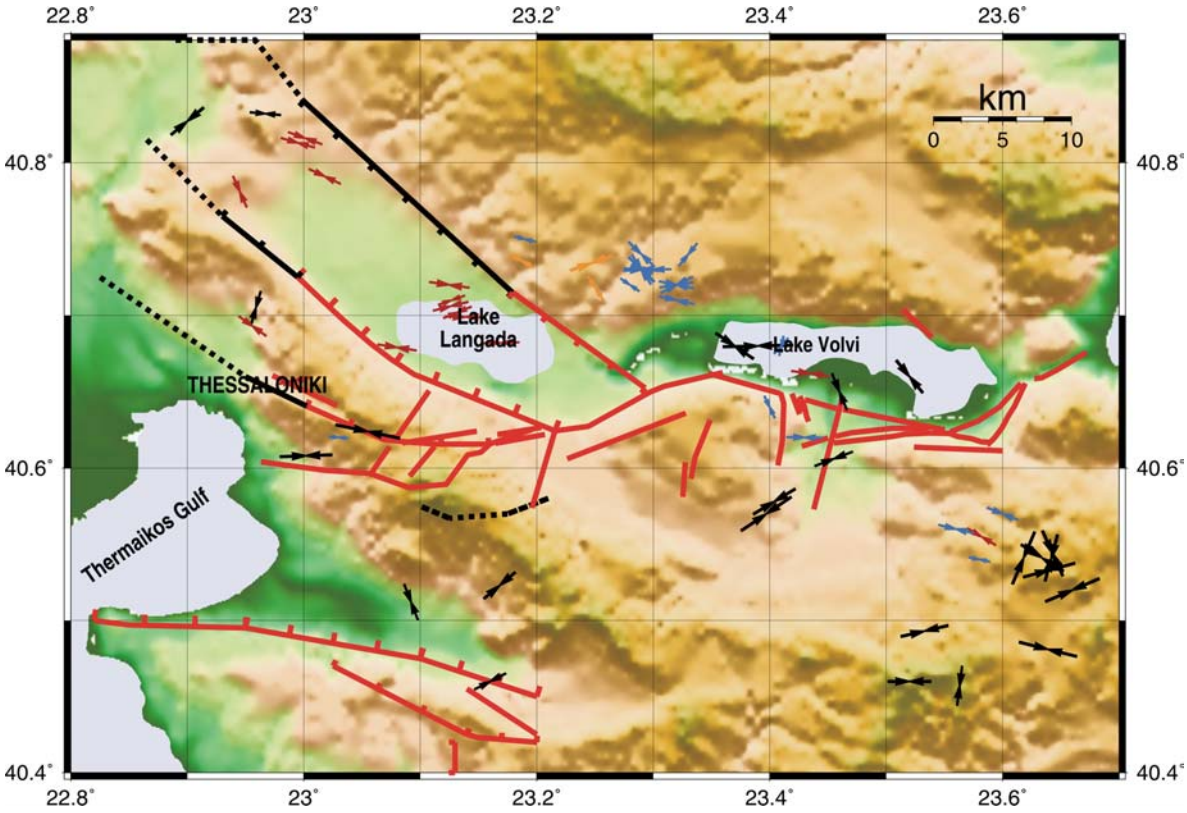
Από το σχήμα 3.37 είναι εμφανής ο σημαντικός εμπλουτισμός των δεδομένων, με τα παραπάνω δεδομένα τα οποία προστέθηκαν σε αυτά της παρούσας διατριβής. Ανάλογος εμπλουτισμός φαίνεται και στο σχήμα 3.38, όπου παρουσιάζεται ο χάρτης για τους Τ άξονες.



Σχήμα 3.38: Άξονες εφελκυσμού, Τ, για το σύνολο των δεδομένων σε συνδυασμό με τα κυριότερες ρηξιγενείς δομές της περιοχής. Από τους άξονες παρουσιάζονται μόνο εκείνοι με σημαντική οριζόντια προβολή ($\theta<45^{o}$). Με γκρι βέλη παρουσιάζονται σε αντιπροσωπευτικές θέσεις οι μέσοι άξονες τάσης για τα κυριότερα ενεργά ρήγματα της περιοχής, όπως προέκυψαν από τη μελέτη των κινηματικών στοιχείων αυτών (Μουντράκης και συνεργάτες, 2003). Τα υπόλοιπα χρώματα αντιστοιχούν στις ομάδες δεδομένων που περιγράφηκαν στο κείμενο.

Τέλος, στο σχήμα 3.39 παρουσιάζεται η αντίστοιχη κατανομή των Ρ αξόνων στην περίπτωση που η γωνία κλίσης των Ρ-αξόνων είναι μικρότερη από 45°, όπου φαίνεται η σχεδόν πλήρης απουσία της επίδρασης της οριζόντιας συμπίεσης

Με μια πρώτη εκτίμηση, μπορούμε να πούμε ότι από την εικόνα των μηχανισμών γένεσης διακρίνουμε κάποιες περιοχές που εμφανίζουν ομοιομορφία στο είδος των μηχανισμών (κυριαρχούν μηχανισμοί που περιγράφουν κανονικές διαρρήξεις) και τη διεύθυνση των επιπέδων που ορίζουν. Πιο εύκολη η εξαγωγή συμπερασμάτων με βάση τους άξονες εφελκυσμού (σχ.3.38), καθώς η γενική διεύθυνση Β-Ν κυριαρχεί στα περισσότερα τμήματα της περιοχής μελέτης ενώ αναγνωρίζονται και τμήματα με γενική διεύθυνση τάσης ΒΔ-ΝΑ και ΒΑ-ΝΔ.



Σχήμα 3.39: Άξονες συμπίεσης, P, για το σύνολο των δεδομένων. Παρουσιάζονται μόνο εκείνοι με σημαντική οριζόντια προβολή ($\theta<60^{o}$). Τα διάφορα χρώματα αντιστοιχούν στις ομάδες δεδομένων που περιγράφηκαν στο κείμενο.

Η μελέτη της κατανομής των επιμέρους αξόνων τάσης αποτελεί το πρώτο βήμα για τον καθορισμό του γενικότερου πεδίου των τάσεων που χαρακτηρίζει την περιοχή. Στο επόμενο στάδιο έγινε ο υπολογισμός του τανυστή τάσης και η εφαρμογή μεθόδου αντιστροφής στην οποία στηρίζεται ο υπολογισμός του πεδίου των τάσεων.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

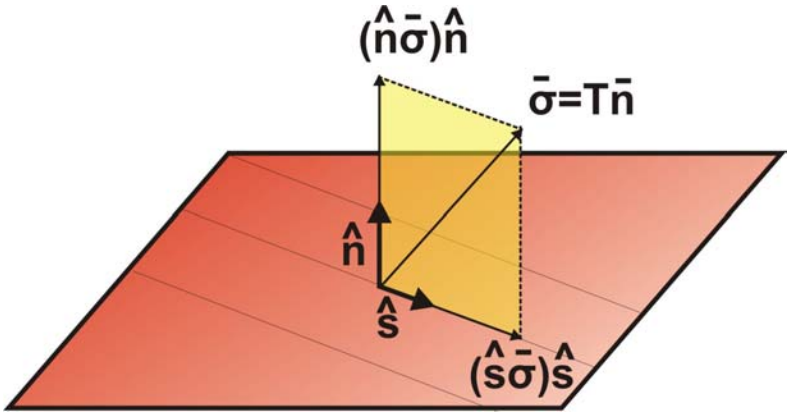
4 ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ ΤΟΥ ΤΑΝΥΣΤΗ ΤΑΣΗΣ

4.1 ΤΑΝΥΣΤΗΣ ΤΑΣΗΣ ΚΑΙ ΠΡΟΫΠΑΡΧΟΝΤΑ ΡΗΓΜΑΤΑ

Πολλοί ερευνητές έχουν ασχοληθεί με το πρόβλημα του προσδιορισμού του τοπικού τανυστή τάσης που σχετίζεται με ένα ρήγμα, με τη χρήση δεδομένων που προέρχονται από υπαίθριες παρατηρήσεις. Έχοντας ως θεωρητικό υπόβαθρο την εργασία των Bott (1959) και McKenzie (1969), οι Angelier et al. (1981) μελέτησαν τη γενική περίπτωση κατά την οποία μια οποιαδήποτε ασυνέχεια σε ένα πέτρωμα μπορεί να δράσει ως ρήγμα, η κίνηση του οποίου εξαρτάται από έναν απλό τανυστή τάσης. Η βασική υπόθεση που υιοθετούν οι Angelier et al. (1981) είναι ότι παρά το γεγονός ότι ο προσανατολισμός του ρήγματος μπορεί να είναι αυθαίρετος (π.χ. προϋπάρχοντα ρήγματα ή ενοποιημένες ανισοτροπίες), η γράμμωση πάνω στο επίπεδο του ρήγματος, που αποτελεί και απόδειξη της διεύθυνσης της σχετικής κίνησης των δυο τεμαχών, οφείλει να είναι συγγραμμική της προβολής της μέγιστης τάσης που εφαρμόζεται στο επίπεδο του ρήγματος. Στην ουσία, θα πρέπει η ολίσθηση (slip) που θα πραγματοποιηθεί να είναι στη διεύθυνση της προβολής της τάσης (shear stress) επάνω στο

ρήγμα. Όλα τα ρήγματα τα οποία διεγείρονται κατά τη διάρκεια του ίδιου τεκτονικού γεγονότος θεωρείται ότι έχουν μια ανεξάρτητη κίνηση σύμφωνα με έναν μοναδικό τανυστή τάσης που περιγράφει το φαινόμενο.

Έστω ότι θεωρούμε ένα ρήγμα σε μια περιοχή όπου δρα ένας άγνωστος τανυστής τάσης T και έστω n το μοναδιαίο διάνυσμα το κάθετο στο επίπεδο του ρήγματος και s το μοναδιαίο διάνυσμα της γράμμωσης πάνω στο επίπεδο αντίστοιχα (σχήμα 4.1).



Σχήμα 4.1: Ανάλυση της τάσης $\overline{\sigma} = T \cdot \overline{n}$ που εφαρμόζεται σε ένα ρήγμα, σε μια συνιστώσα $\overline{\sigma}_n = (\hat{n} \cdot (T \cdot n))\hat{n}$ κάθετη στο επίπεδο του ρήγματος και μια συνιστώσα $\overline{\sigma}_s = (\hat{s} \cdot (T \cdot n))\hat{s}$ εφαπτόμενη στο επίπεδο αυτό. Η ολίσθηση που πραγματοποιείται πρέπει να έχει τη διεύθυνση της συνιστώσας σ_n.

Τότε στο επίπεδο του ρήγματος εφαρμόζεται τάση:

$$\sigma = T \cdot n \tag{4.1}$$

Το διάνυσμα της τάσης $\overline{\sigma}$ ορίζεται ως:

$$\overline{\sigma} = T \cdot \overline{n} \tag{4.2}$$

και οι συνιστώσες του $\overline{\sigma}$ πάνω στα διανύσματα $\hat{n}$ και $\hat{s}$ δίνονται αντίστοιχα από τις σχέσεις:

$$\sigma_n = \hat{n} \cdot \overline{\sigma} = \hat{n} \cdot (T \cdot n) \tag{4.3}$$

$$\sigma_s = \hat{s} \cdot \overline{\sigma} = \hat{s} \cdot (T \cdot n) \tag{4.4}$$

Γνωρίζουμε ότι η τάση μπορεί να εκφραστεί ως το άθροισμα δυο συνιστωσών:

$$\overline{\sigma} = \overline{\sigma}_n + \overline{\sigma}_s \tag{4.5}$$

αλλά οι συνιστώσες τις τάσεις δίνονται από τις σχέσεις:

$$\overline{\sigma}_n = \sigma_n \cdot \hat{n} \tag{4.6}$$

και

$$\overline{\sigma}_s = \sigma_s \cdot \hat{s} \tag{4.7}$$

Οπότε η σχέση (4.5) σύμφωνα με τις (4.6), (4.7), (4.3) και (4.4) γράφεται και ως

$$\sigma = \sigma_n \cdot \hat{n} + \sigma_s \cdot \hat{s} \tag{4.8}$$

οπότε

$$\sigma = (\hat{n} \cdot T \cdot n) \cdot \hat{n} + (\hat{s} \cdot T \cdot s) \cdot \hat{s} \tag{4.9}$$

από το σχήμα 4.1 όμως και με εφαρμογή του Πυθαγορείου Θεωρήματος προκύπτει ότι

$$(T \cdot \overline{n})^2 = ((\hat{n} \cdot \overline{\sigma})\hat{n})^2 + ((\hat{s} \cdot \overline{\sigma})\hat{s})^2 \tag{4.10}$$

και συνεπώς

$$(Tn)^2 = ((n \cdot Tn)n)^2 + ((s \cdot Tn)s)^2 \tag{4.11}$$

Στις παραπάνω σχέσεις, το n είναι ένας παράγοντας που περιγράφεται από τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά του ρήγματος, δηλαδή το αζιμούθιο, ξ και την κλίση, δ, του ρήγματος, ενώ το s περιγράφεται από τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά του ρήγματος, ξ, δ αλλά και τη διεύθυνση της ολίσθησης, λ.

Συνεπώς, ο τανυστής τάσης, T, εκφράζεται από ένα άθροισμα παραγόντων που εξαρτώνται από τα n και s, που περιγράφουν τον τρόπο με τον οποίο γίνεται η διάρρηξη. Ο τρόπος όμως με τον οποίο διαρρηγνύεται ένα ρήγμα είναι γνωστός, οπότε ο τανυστής τάσης μπορεί εύκολα να καθοριστεί.

Ο τανυστής τάσης, T, είναι ένας συμμετρικός τανυστής 2^{ης} τάξης που επαληθεύει τη σχέση (4.11). Αυτή η σχέση όμως επαληθεύεται και από οποιονδήποτε άλλο τανυστή της μορφής

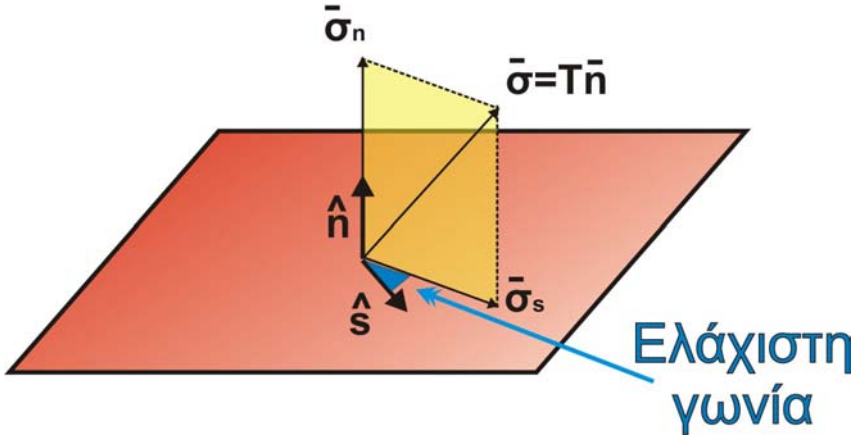
$$\mathrm{T'}=\alpha\mathrm{T}+\beta\mathrm{I} \tag{4.12}$$

όπου T είναι ο τανυστής που περιγράφηκε παραπάνω, I είναι ένας μοναδιαίος πίνακας και α, β σταθερές. Η σχέση (4.12) δείχνει ότι αν T ο τανυστής που ικανοποιεί τη σχέση (4.11) ο οποίος προκαλεί διάρρηξη σύμφωνα με τα όσα αναλύθηκαν παραπάνω όταν εφαρμοστεί σε ένα ρήγμα, τότε η ίδια ακριβώς διάρρηξη θα προκληθεί αν αυτός ο τανυστής μεγεθυνθεί *α* φορές και προστεθεί σε αυτόν *β* φορές ο μοναδιαίος πίνακας (ισότροπη τάση). Υπάρχουν, λοιπόν, άπειροι τανυστές, T', της μορφής (4.12) που επαληθεύουν την εξίσωση (4.11) και συνεπώς, άπειρες τάσεις που αν εφαρμοστούν θα μας δώσουν ολίσθηση με συγκεκριμένη διεύθυνση πάνω στο ρήγμα.

Όλοι οι τανυστές της ομάδας αυτής των λύσεων έχουν κοινές διευθύνσεις κυρίων αξόνων τάσης σ_1, σ_2, σ_3, αλλά και ίδιο παράγοντα $R=(\sigma_2-\sigma_1)/(\sigma_3-\sigma_1)$.

Πολλοί ερευνητές μεταξύ των οποίων οι Armijo et al. (1982), Angelier et al. (1982), Loohuis and van Eck (1996), Twiss & Unruh (1998) στηρίζουν τις μελέτες τους σε ανάλογες υποθέσεις.

Έστω ότι εφαρμόζεται τάση *σ* στο επίπεδο του ρήγματος του σχήματος 4.2. Σύμφωνα με όσα αναλύθηκαν προηγουμένως, θεωρητικά, η ολίσθηση θα πραγματοποιηθεί στη διεύθυνση της συνιστώσας σ_s της τάσης πάνω στο ρήγμα. Στη φύση, η παρατηρούμενη ολίσθηση έχει διεύθυνση *s*, οπότε ο ιδανικότερος τανυστής τάσης που αν εφαρμοστεί προκαλεί την παρατηρούμενη ολίσθηση είναι εκείνος ο οποίος ελαχιστοποιεί τη γωνία μεταξύ προβλεπόμενης και παρατηρούμενης διεύθυνσης ολίσθησης.



Σχήμα 4.2: Η γωνία που σχηματίζεται μεταξύ της προβλεπόμενης διεύθυνσης της ολίσθησης, $\bar{\sigma_s}$ και της παρατηρούμενης στη φύση ολίσθησης, $\hat{s}$, όταν είναι ελάχιστη είναι εκείνη που καθορίζει τον ιδανικό τανυστή τάσης.

Όπως κάθε τανυστής 2^{ης} τάξης, έτσι και αυτός της τάσης περιγράφεται από 9 ανεξάρτητες παραμέτρους. Η τάση όμως είναι ένας συμμετρικός τανυστής λόγω της αρχής διατήρησης της στροφορμής και συνεπώς οι ανεξάρτητες παράμετροι που περιγράφουν οποιονδήποτε συμμετρικό τανυστή 2^{ης} τάξης (και τον τανυστή τάσης στην περίπτωση μας) είναι 6. Μία από αυτές τις 6 παραμέτρους εκφράζει το μέγεθος της τάσης το οποίο όμως αδυνατούμε να υπολογίσουμε. Τέλος, η ύπαρξη ισότροπης τάσης (υδροστατική πίεση) δεν επηρεάζει τη δράση του τανυστή τάσης και το αποτέλεσμα του, καθώς δεν δρα ως τάση παραμόρφωσης πάνω στο ρήγμα και συνεπώς η παράμετρος η οποία την περιγράφει μπορεί να παραληφθεί από τους υπολογισμούς. Καταλήγουμε, λοιπόν, στο ότι η τάση εκφράζεται από έναν τανυστή ο οποίος για να περιγραφεί είναι αρκετές 4 ανεξάρτητες παράμετροι τις οποίες και μπορούμε να γνωρίζουμε, καθώς γνωρίζουμε το **πώς** θα είναι η τάση (διευθύνσεις σ_1, σ_2 και σ_3), την

αναλογία R=(σ_2- σ_1)/(σ_3- σ_1) των κύριων τάσεων, ενώ δεν μας απασχολεί το **πόσο μεγάλη** θα είναι η τάση αυτή (μέγεθος), καθώς και το ισότροπο τμήμα της.

Ερευνητές όπως οι Armijo et al. (1982), Etchecopar et al. (1981), Angelier et al. (1981, 1982), Gephart and Forsyth (1984), Gephart (1990a,b), Loohuis and van Eck (1996) ανέπτυξαν μεθοδολογίες και προγράμματα που με βάση τη θεωρία της αντιστροφής υπολογίζουν τον τανυστή τάσης που περιγράφει καλύτερα το πεδίο των τάσεων στην περιοχή μελέτης. Τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται αντλούνται συνήθως από μηχανισμούς γένεσης σεισμών. Σε ανάλογη λογική βασίστηκε το παρόν τμήμα της διατριβής, όπου χρησιμοποιήθηκαν μηχανισμοί γένεσης σεισμών που έλαβαν χώρα στην ευρύτερη περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης και εφαρμόστηκε μέθοδος αντιστροφής ώστε να υπολογιστεί ο ιδανικός τανυστής τάσης που στην ουσία περιγράφει το πεδίο των τάσεων στην περιοχή μελέτης.

4.2 ΘΕΩΡΙΑ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ

Στο προηγούμενο κεφάλαιο αναφέρθηκε η θεωρία του Bott (1959) και αργότερα των Angelier et al. (1982), σύμφωνα με την οποία η ολίσθηση σε ένα ρήγμα λαμβάνει χώρα στην προβολή της τάσης πάνω στο επίπεδο του ρήγματος. Εκτός από αυτή την πρόταση, η θεωρία της αντιστροφής οικοδομήθηκε πάνω σε ακόμα δύο βασικές υποθέσεις που δέχονται ότι οι σεισμοί προέρχονται από διαρρήξεις σε προϋπάρχοντα ρήγματα και ότι οι τάσεις που εφαρμόζονται σε δεδομένο όγκο είναι ομοιόμορφες με το χρόνο.

Για την πραγματοποίηση της αντιστροφής χρησιμοποιήθηκε η μεθοδολογία αντιστροφής τάσεων των Gephart and Forsyth (1984) και Gephart (1990a,b). Βασικός σκοπός της μεθόδου αυτής είναι να βρεθεί το ιδανικό εκείνο μοντέλο των τάσεων που συνδυάζεται καλύτερα με τους υπό μελέτη μηχανισμούς γένεσης. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιείται ο προσανατολισμός των επιπέδων των ρηγμάτων και η διεύθυνση ολίσθησης από αρκετούς μηχανισμούς γένεσης σεισμών, ώστε να καθορίσει το ιδανικότερο τοπικό πεδίο των τάσεων. Οι διευθύνσεις των κυρίων αξόνων τάσης (σ_1, σ_2 και σ_3) καθώς και τα σχετικά τους σφάλματα καθορίζονται με τη μέθοδο της αντιστροφής, ενώ υπολογίζεται και μια ποσότητα που αποτελεί μέτρο της αναλογίας των τάσεων αυτών. Η ποσότητα αυτή, R, ορίζεται ως ο λόγος (σ_2-σ_1)/(σ_3-σ_1) των διαφορών των τάσεων, θεωρώντας ομογενείς τάσεις στην περιοχή της εστίας.

Αναφερόμενοι στους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών, πολλές φορές θεωρούμε τους άξονες P, B, και T κατά προσέγγιση ταυτισμένους με τους άξονες μέγιστης συμπίεσης (σ_1), ενδιάμεσης συμπίεσης (σ_2) και ελάχιστης συμπίεσης (σ_3). Ο καθορισμός των κυρίων αξόνων τάσης και συνεπώς και των αξόνων P, B, και T με τη χρήση των μηχανισμών γένεσης είναι

ανεξάρτητος, όπως έχει προαναφερθεί, από την επιλογή ενός εκ των δυο ορικών επιπέδων ως το κύριο επίπεδο του ρήγματος.

Αρκετοί ερευνητές (Zoback and Zoback, 1980 και Sbar, 1982) προτείνουν την ομαδοποίηση των P και T αξόνων τάσεων από τη λύση ικανού αριθμού μηχανισμών γένεσης σεισμών ώστε να καθοριστούν οι διευθύνσεις των αξόνων μέγιστης συμπίεσης και εφελκυσμού. Οι διευθύνσεις, όμως, των P και T αξόνων ενός μεμονωμένου μηχανισμού γένεσης μπορεί να διαφέρουν από τις γενικές διευθύνσεις των αξόνων που περιγράφουν το γενικό πεδίο των τάσεων στην περιοχή (McKenzie, 1969, Raleigh et al., 1972) και αυτό γιατί μια διάρρηξη λαμβάνει χώρα σε προϋπάρχουσες ζώνες διάρρηξης που μπορεί να διαφέρουν από τις κύριες τάσεις. Ο McKenzie (1969) έδειξε ότι ο άξονας της μέγιστης συμπιεστικής τάσης, P, μπορεί να βρίσκεται οπουδήποτε στο τεταρτημόριο των αραιώσεων του μηχανισμού γένεσης. Σε γενικές γραμμές, δηλαδή, μπορούμε να πούμε ότι οι διευθύνσεις των κυρίων αξόνων τάσεων δεν επηρεάζονται ιδιαίτερα από μεμονωμένους μηχανισμούς γένεσης.

Πολλοί ερευνητές (Angelier, 1979, Armijo et al., 1982 μεταξύ άλλων) εφήρμοσαν μεθόδους αντιστροφής για τον υπολογισμό ενός τανυστή τάσης από υπαίθριες παρατηρήσεις του προσανατολισμού της γράμμωσης σε καθρέφτες ρηγμάτων, για τον καθορισμό του πεδίου των τάσεων της περιοχής. Οι εφαρμογές αυτές εμφανίζουν ορισμένα μειονεκτήματα. Αρχικά, είναι απαραίτητο να οριστεί το ένα από τα δύο επίπεδα ως το κύριο επίπεδο του ρήγματος, ακολούθως, ο προσανατολισμός του επιπέδου θεωρείται απόλυτα γνωστός, ενώ η αντιστροφή ελαχιστοποιεί, με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων, τη συνιστώσα της τάσης που είναι κατακόρυφη στην παρατηρούμενη διεύθυνση της ολίσθησης (ή ισοδύναμα, ελαχιστοποιεί τη ημίτονο της γωνίας μεταξύ της παρατηρούμενης και της προβλεπόμενης διεύθυνσης ολίσθησης), προσαρμόζοντας τον προσανατολισμό και το μέτρο των κυρίων τάσεων. Αυτή η ελαχιστοποίηση από δεδομένα μηχανισμών γένεσης σεισμών δεν είναι η καταλληλότερη, καθώς θεωρεί ότι το μοναδικό σφάλμα έγκειται στον προσδιορισμό της διεύθυνσης της ολίσθησης. Οι Angelier et al. (1982) ήταν οι πρώτοι που ανέπτυξαν τεχνική που επιτρέπει σφάλμα στον προσανατολισμό του επιπέδου του ρήγματος. Οι Armijo and Cisternas (1978) θεώρησαν ότι τα δεδομένα ήταν απόλυτα ακριβή, αλλά ο τανυστής τάσης διέφερε στην περιοχή μελέτης. Υπολόγισαν τη διεύθυνση των κυρίων αξόνων τάσης που ελαχιστοποιεί τις διαφορές στα μεγέθη των απαιτούμενων τάσεων ώστε να έχουν καλή ταύτιση με τα δεδομένα.

Και αυτές οι μέθοδοι εμφανίζουν μειονεκτήματα καθώς η ανομοιομορφία του τανυστή τάσης μπορεί να συνεπάγεται μεγάλο εύρος διευθύνσεων, αλλά και μέτρων των κυρίων αξόνων τάσης, ενώ ταυτόχρονα είναι προφανές ότι υπάρχουν και σφάλματα στην παρατήρηση.

4.3 ΜΕΘΟΔΟΣ GEPHART & FORSYTH

Όλες οι μέθοδοι αντιστροφής έχουν να αντιμετωπίσουν το πρόβλημα της επιλογής του κυρίου επιπέδου του ρήγματος μεταξύ των δύο ορικών επιπέδων που ορίζονται από το μηχανισμό γένεσης ενός σεισμού. Η μέθοδος των Gephart and Forsyth (1984) επιτρέπει την αντικειμενική επιλογή του κυρίου επιπέδου του ρήγματος, ξεπερνώντας τα παραπάνω προβλήματα.

Για την εφαρμογή της μεθόδου αυτής είναι βασικό να συλλεχθούν όσο το δυνατό περισσότερες πληροφορίες για τους ιδανικότερους τανυστές τάσης από παρατηρούμενους μηχανισμούς γένεσης σεισμών στην περιοχή μελέτης, ο οποίοι μας καθορίζουν τον προσανατολισμό των δύο επιπέδων, καθώς και τη διεύθυνση της ολίσθησης πάνω στα επίπεδα αυτά.

Όπως προαναφέρθηκε η μέθοδος αυτή απαιτεί τη γνώση μόνο 4 παραμέτρων του τανυστή τάσης, οι οποίες είναι εύκολο να περιγραφούν με τις διευθύνσεις των τριών κύριων αξόνων τάσης και την ποσότητα R, που ορίζει το μέγεθος της τάσης σ_2 συναρτήσει των άλλων δύο. Κάθε συνδυασμός τιμών για τις τέσσερις αυτές παραμέτρους αποτελεί ένα μοντέλο τάσεων. Από όλα τα πιθανά μοντέλα τάσεων που προκύπτουν, εκείνο το οποίο προβλέπει καλύτερα τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά του παρατηρούμενου στο ύπαιθρο ρήγματος (πραγματικό επίπεδο ρήγματος) θεωρείται ως το ιδανικό "optimum" μοντέλο τάσεων.

Θεωρώντας δεδομένη τη σχέση των τάσεων $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ η τιμή του R παίρνει τιμές στο διάστημα $0 \leq R \leq 1$. Εάν για ένα μοντέλο βρεθούν τιμές τις παραμέτρου R εκτός του διαστήματος αυτού, τότε αυτό συνεπάγεται ότι οι συγκεκριμένες διευθύνσεις των κυρίων αξόνων τάσης δεν μπορούν να προκαλέσουν την παρατηρούμενη ολίσθηση στο ρήγμα. Εάν λοιπόν οι διευθύνσεις των κυρίων αξόνων τάσης, η παράμετρος R και ο προσανατολισμός του ρήγματος είναι γνωστά, τότε μπορούμε να εφαρμόσουμε τη μέθοδο της αντιστροφής. Υπολογίζεται η προβλεπόμενη τιμή για τη διεύθυνση ολίσθησης η οποία συγκρίνεται με την παρατηρούμενη διεύθυνση, ώστε να ελεγχθεί η ορθότητα του μοντέλου. Έχοντας στη διάθεση μας αρκετούς μηχανισμούς γένεσης μπορούμε να εντοπίσουμε ένα μοντέλο τάσεων που να είναι συμβατό με όλες τις διευθύνσεις ολίσθησης και το οποίο ελαχιστοποιεί τις διαφορές μεταξύ των παρατηρούμενων και προβλεπόμενων διευθύνσεων.

Στόχος λοιπόν της αντιστροφής είναι καθορίζοντας τις τέσσερις καταλληλότερες παραμέτρους του μοντέλου (σ_1, σ_2, σ_3 και R), να ελαχιστοποιήσει την απόκλιση μεταξύ ενός συνόλου παρατηρήσεων και αυτών που προβλέπει το μοντέλο των τάσεων. Στην πράξη, οι ποσότητες οι οποίες συγκρίνονται είναι η παρατηρούμενη πάνω στο ρήγμα διεύθυνση ολίσθησης και εκείνη

που προβλέπεται από το εκάστοτε μοντέλο τάσεων. Η γωνία που σχηματίζουν οι διευθύνσεις των δύο αυτών ποσοτήτων ονομάζεται απόκλιση *F* (misfit). Η απόκλιση *F* αυτή εκφράζει μια γωνιακή περιστροφή (*rotation*) γύρω από τυχαίο άξονα και είναι η ελάχιστη περιστροφή που κάνει την ολίσθηση σε ένα από τα δύο επίπεδα να ταυτίζεται με την διεύθυνση της προβολής της τάσης στο επίπεδο του ρήγματος (shear stress). Στη μεθοδολογία αυτή ο καταλληλότερος τανυστής τάσης για την ομάδα των μηχανισμών γένεσης είναι ο τανυστής τάσης που αντιστοιχεί στην ελάχιστη μέση περιστροφή. Με άλλα λόγια, το ιδανικό μοντέλο είναι εκείνο που προβλέπει το ρήγμα του οποίου τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά είναι πιο κοντά σε εκείνα του παρατηρούμενου στη φύση ρήγματος. Στην ύπαιθρο, η σημαντικότερη ποσότητα που μπορεί να μετρηθεί πάνω σ' ένα ρήγμα είναι η διεύθυνση της ολίσθησης και συνεπώς, ιδανικότερος τανυστής τάσης είναι εκείνος που παρέχει την ελάχιστη τιμή της απόκλισης, της γωνίας δηλαδή, μεταξύ της παρατηρούμενης και της προβλεπόμενης διεύθυνσης ολίσθησης (Gephart and Forsyth, 1984 και Gephart, 1990a,b).

Η απόκλιση είναι από τις κυρίαρχες έννοιες στη θεωρία αντιστροφής του πεδίου των τάσεων καθώς αποτελεί δείκτη ομοιογένειας του πεδίου των τάσεων. Αν η απόκλιση, F παίρνει τιμή μικρότερη των 4°, τότε το πεδίο των τάσεων χαρακτηρίζεται από ομοιογένεια. Αν η τιμή της απόκλισης είναι μεγαλύτερη από 6° τότε υπάρχει ανομοιογενές πεδίο τάσεων, ενώ ενδιάμεση κατάσταση παρατηρείται στην περίπτωση απόκλισης με τιμές στο διάστημα $4^{o} \leq F \leq 6^{o}$.

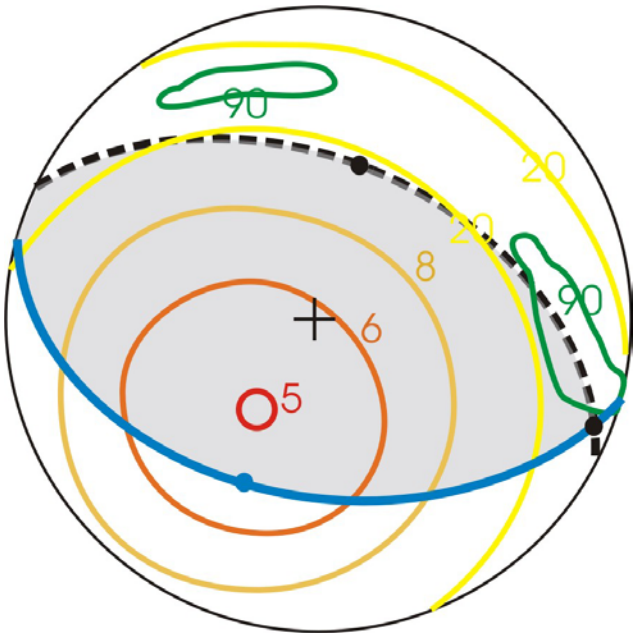
Όπως έχει προαναφερθεί, για να σχετίζονται οι προτεινόμενες τάσεις με το υπό μελέτη επίπεδο του ρήγματος θα πρέπει ο παράγοντας R να παίρνει τιμές στο διάστημα $0 \leq R \leq 1$. Οι τιμές όμως του R δίνουν πληροφορίες για τη σχέση των μεγεθών των τάσεων μεταξύ τους. Η ενδιάμεση συμπιεστική τάση, σ_2, τείνει προς τις τιμές της μέγιστης συμπιεστικής τάσης, σ_1, στην περίπτωση που $R<0.5$, και προς τις τιμές τις ελάχιστης συμπιεστικής τάσης (ή μέγιστης εφελκυστικής), σ_3, αν ισχύει $R>0.5$. Όταν ο παράγοντας R μηδενιστεί, η ενδιάμεση συμπιεστική τάση εξισώνεται σε μέτρο με τη μέγιστη ($\sigma_2=\sigma_1$), ενώ όταν η τιμή της παραμέτρου R γίνεται ίση με τη μονάδα, τότε η ενδιάμεση συμπιεστική τάση εξισώνεται σε μέτρο με την ελάχιστη συμπιεστική τάση ($\sigma_2=\sigma_3$). Αυτό βέβαια συνεπάγεται ότι στην πρώτη περίπτωση μιλάμε για εφαρμογή διαξονικής συμπίεσης, ενώ στη δεύτερη, η συμπίεση είναι μονοαξονική.

Το πρόγραμμα αντιστροφής των τάσεως, *FMSI* (Focal Mechanism Stress Inversion) από τον Gephart (1990b), αντιστρέφει ομάδες δεδομένων ρηγμάτων και μηχανισμών γένεσης σεισμών για τις τέσσερις παραμέτρους των τάσεων. Το *FMSI* αποτελεί ένα πακέτο από κώδικες της γλώσσας προγραμματισμού FORTRAN είναι δομημένο πάνω στη σχέση μεταξύ των τάσεων

που εφαρμόζονται σε ένα προϋπάρχον ρήγμα και την ολίσθηση την οποία προκαλούν πάνω σ΄ αυτό.

Το σημαντικότερο πρόβλημα, όπως έχει ήδη αναφερθεί, σε κάθε μέθοδο αντιστροφής είναι ο διαχωρισμός του κυρίου επιπέδου του ρήγματος από το βοηθητικό επίπεδο. Τα δυο ορικά επίπεδα είναι γνωστά από το μηχανισμό γένεσης του ρήγματος, ο προσδιορισμός όμως του πραγματικού (κύριου) επιπέδου επιβάλλει περαιτέρω ανάλυση. Το *FMSI* για να υπερκεράσει το πρόβλημα αυτό καθορίζει δύο άξονες ελάχιστης περιστροφής, έναν για κάθε ένα από τα πιθανά επίπεδα. Επειδή το μέγεθος της περιστροφής που χρειάζεται για να πετύχουμε το ιδανικό μοντέλο εξαρτάται από το ποίο επίπεδο επιλέγεται ως κύριο επίπεδο του ρήγματος, θεωρούμε τη μικρότερη από της δύο γωνίες ως τη σωστή τιμή της απόκλισης. Έτσι, κατά την αντιστροφή, ο άξονας στον οποίο αντιστοιχεί η μικρότερη γωνία απόκλισης είναι αυτός που αντιστοιχεί στο πραγματικό επίπεδο του ρήγματος.

Στο σχήμα 4.3 βλέπουμε ένα τυπικό παράδειγμα επιλογής του κυρίου επιπέδου του ρήγματος μετά από εφαρμογή της μεθόδου αντιστροφής. Η ισεμβαδική αυτή προβολή παρουσιάζει τα μεγέθη της περιστροφής κάθε άξονα που απαιτούνται ώστε να πετύχουμε την ταύτιση μεταξύ της γεωμετρίας του πραγματικού επιπέδου του ρήγματος και του αποτελέσματος του μοντέλου των τάσεων Αυτό επιτυγχάνεται με συνεχή διαδοχική εφαρμογή πολλών διευθύνσεων αξόνων περιστροφής με σκοπό τον εντοπισμό της βέλτιστης.



Σχήμα 4.3: Ισεμβαδική προβολή όπου φαίνονται καμπύλες μεγεθών περιστροφής (*rotation*). Το κύριο επίπεδο του ρήγματος (μπλε καμπύλη) είναι αυτό που βρίσκεται πιο κοντά στην ελάχιστη τιμή περιστροφής (Gephart and Forsyth, 1984).

Από τα δύο ορικά επίπεδα που όρισε ο μηχανισμός γένεσης, το κύριο και το βοηθητικό διαχωρίστηκαν εκ των υστέρων, με βάση τις καμπύλες ίσων περιστροφών. Στο συγκεκριμένο παράδειγμα ελάχιστη περιστροφή ήταν 4.8^{ο} και με βάση αυτή τη τιμή καθορίστηκε το μπλε επίπεδο ως το κύριο επίπεδο του ρήγματος, καθώς αυτό βρίσκεται πιο κοντά στον άξονα ελάχιστης περιστροφής. Η διακεκομμένη καμπύλη δείχνει τη θέση του βοηθητικού επιπέδου.

Όταν υπάρχουν πολλά δεδομένα για μια περιοχή μπορούμε να αθροίσουμε τις αποκλίσεις από κάθε μοντέλο που προσαρμόστηκε σε κάθε παρατήρηση και έτσι να εξαχθεί ένα γενικό μοντέλο που ικανοποιεί όλα τα δεδομένα. Ως τέτοιο θεωρείται το μοντέλο με το μικρότερο άθροισμα αποκλίσεων, το οποίο περιγράφει τις τάσεις που σχετίζονται καλύτερα με τα σεισμικά γεγονότα που εμπλούτισαν τα δεδομένα.

Έχει αποδειχθεί (Gephart and Forsyth, 1984) ότι όλες οι αποκλίσεις των 4 παραμέτρων που περιγράφουν τον τανυστή τάσης (σ_1, σ_2, σ_3 και R) ακολουθούν κατανομή Gauss γύρω από την τιμή της ελάχιστης απόκλισης. Βασισμένοι σε στατιστικές μεθόδους (Parker and McNutt, 1980), οι Gephart and Forsyth (1984) καθόρισαν όρια εμπιστοσύνης για τα μοντέλα που προκύπτουν μετά από την εφαρμογή της μεθόδου αντιστροφής. Το 95% όριο εμπιστοσύνης του καταλληλότερου μοντέλου δίνεται από τη σχέση:

$$\sum_{95} = \left(\frac{1.96(\frac{\pi}{2} - 1)^{\frac{1}{2}} n^{\frac{1}{2}} + n}{n - k} \right) \sum_{\min} \qquad (4.13)$$

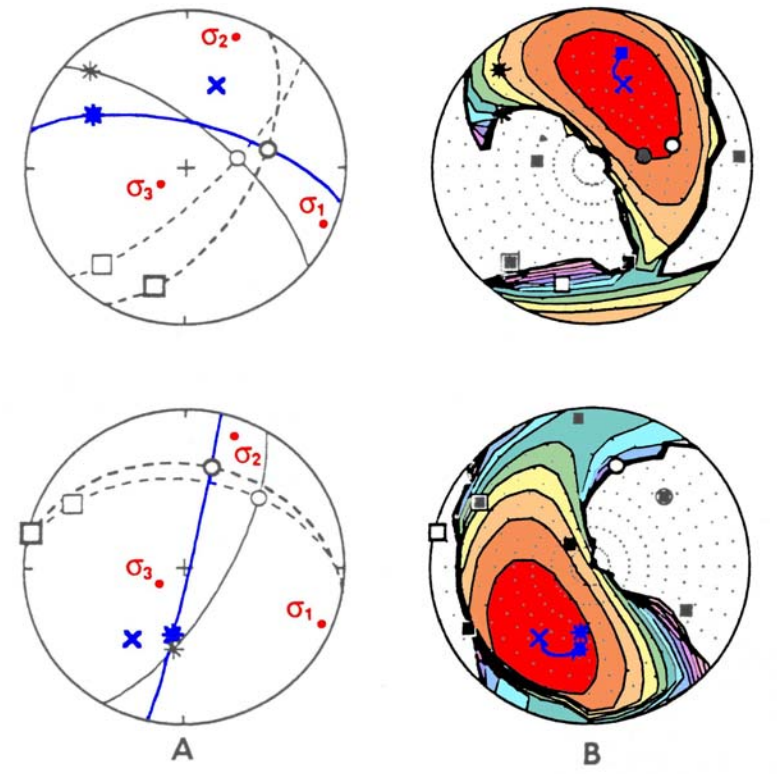
Όπου: $\Sigma_{\min} = F$, δηλαδή η ελάχιστη μέση περιστροφή

n = ο αριθμός των μηχανισμών γένεσης που χρησιμοποιήθηκαν

κ = ο αριθμός των παραμέτρων του μοντέλου (4)

Ανάλογοι τύποι προκύπτουν και για άλλα ποσοστά ορίου εμπιστοσύνης (παράδειγμα, για 90% όριο ισχύει ίδια σχέση με 1.23 στον αριθμητή αντί του 1.96). Το 95% όριο εμπιστοσύνης για κάθε μια από τις 4 παραμέτρους μπορεί να θεωρηθεί και ως μέτρο της ποιότητας της αντιστροφής.

Ο τρόπος με τον οποίο καθορίζεται το προτεινόμενο ως κύριο επίπεδο του ρήγματος παρουσιάζεται στα δυο παραδείγματα του σχήματος 4.4 (Gephart, 1990b).



Σχήμα 4.4: Στερεογραφική προβολή που περιγράφει τη διαδικασία του καθορισμού της ελάχιστης περιστροφής των επιπέδων των ρηγμάτων για δυο τυχαία παραδείγματα. Η θέση των αξόνων ελάχιστης περιστροφής και των επιπέδων που αντιστοιχούν σε αυτούς παρουσιάζονται με μπλε χρώμα. Ανάλυση του σχήματος γίνεται στο κείμενο. (Gephart, 1990b)

Στα παραδείγματα η τιμή της παραμέτρου R θεωρήθηκε ίση με 0.7. Στο σχήμα 4.4Α βλέπουμε το παρατηρούμενο επίπεδο του ρήγματος με μαύρη καμπύλη γραμμή και το υπολογισμένο (προτεινόμενο) επίπεδο του ρήγματος με μπλε καμπύλη, εκείνο δηλαδή που απαιτεί ελάχιστη περιστροφή, όπως αυτό καθορίστηκε μετά την εφαρμογή της μεθόδου.

Στο ίδιο σχήμα φαίνεται η θέση των αξόνων μέγιστης, ενδιάμεσης και ελάχιστης συμπίεσης (σ_1, σ_2 και σ_3), οι πόλοι των επιπέδων με τετράγωνα, τα σημεία εφαρμογής των διανυσμάτων ολίσθησης με αστερίσκο, οι άξονες Β με κύκλο, ενώ σημειωμένη με Χ είναι η θέση του άξονα ελάχιστης περιστροφής. Στο σχήμα 4.4Β παρουσιάζονται οι καμπύλες ίσων γωνιών περιστροφής για τους άξονες όλων των διευθύνσεων. Το βήμα των ισογωνικών καμπυλών, που εμφανίζονται με χρωματική κλίμακα είναι 5^{ο}, ενώ η ελάχιστη γωνία περιστροφής και στα δυο παραδείγματα είναι 26^{ο}. Αναζητώντας την ελάχιστη γωνία περιστροφής, εφαρμόζεται επαναληπτικά η μέθοδος. Με μαύρα τετράγωνα φαίνονται οι θέσεις των αρχικών εκτιμήσεων για τον άξονα ελάχιστης περιστροφής. Μετά από αρκετές επαναλήψεις και μείωση του βήματος καθορίζεται η τελική ελάχιστη τιμή της περιστροφής. Με μπλε χρώμα διαγράφεται η

μετατόπιση της θέσης, με συνεχείς επαναλήψεις, που ακολουθεί ο αρχικά εκτιμώμενος άξονας ελάχιστης περιστροφής μέχρι τη θέση τις τελικής ελάχιστης περιστροφής.

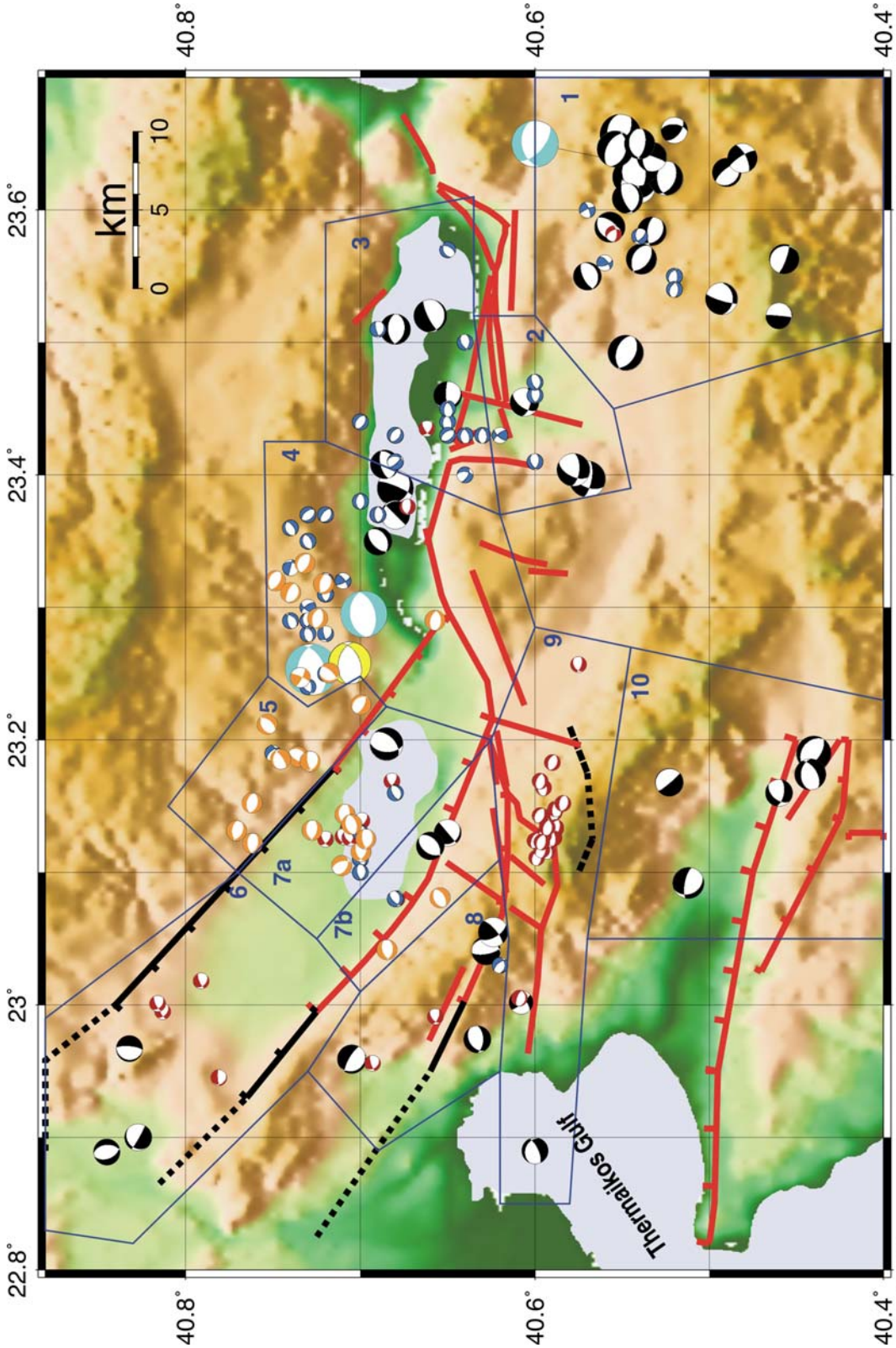
Στην τελική φάση, το πρόγραμμα *FMSI* μας δίνει τη δυνατότητα, γνωρίζοντας τις τιμές τις ελάχιστης απαιτούμενης περιστροφής για κάθε ένα από τα επίπεδα, να επιλέξουμε εκείνο το οποίο ταυτίζεται καλύτερα με το πεδίο των τάσεων στην περιοχή, έχοντας σαν κριτήριο το ότι η μικρότερη ελάχιστη γωνία περιστροφή αντιστοιχεί στο ρήγμα το οποίο σχετίζεται με το συγκεκριμένο μοντέλο των τάσεων.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

5 ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΠΕΔΙΟΥ ΤΩΝ ΤΑΣΕΩΝ

5.1 ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΜΥΓΔΟΝΙΑΣ ΛΕΚΑΝΗΣ

Για τον καθορισμό του πεδίου των τάσεων στην περιοχή μελέτης με τη χρήση σεισμολογικών δεδομένων κρίθηκε σκόπιμο ο χώρος να χωριστεί σε επιμέρους τμήματα τα οποία χαρακτηρίζονται από μια σχετική ομοιογένεια στις τάσεις, ώστε τα αποτελέσματα να είναι πιο αντιπροσωπευτικά. Ο διαχωρισμός αυτός συνεκτιμώντας και την εικόνα των νεοτεκτονικών ρηξιγενών δομών που εμφανίζονται (Tranos et al., 2003), καθώς αυτές πιθανότατα συνδέονται με τις εφαρμοζόμενες τάσεις. Με βάση την ομοιομορφία των μηχανισμών (και κατ' επέκταση του πεδίου των τάσεων) τόσο σε σχέση με το είδος των μηχανισμών γένεσης όσο και σε σχέση με τη διεύθυνση των κυρίων αξόνων τάσης, συνδυάστηκαν τα σεισμολογικά δεδομένα με τα γεωλογικά (χαρακτηριστικά των ρηγμάτων). Έτσι πραγματοποιήθηκε ο διαχωρισμός της περιοχής μελέτης σε 11 διακριτές ζώνες που εκτιμήθηκε ότι εμφανίζουν ομογενή χαρακτηριστικά και συμπεριφέρονται παρόμοια.



Σχήμα 5.1: Διαφορισμός περιοχής μελέτης σε 11 ζώνες με βάση τους 182 μηχανισμούς γένεσης για τους σεισμούς που χρησιμοποιήθηκαν. Στο ίδιο σχήμα διακρίνονται και τα κυριότερα νεοτεκτονικά στοιχεία της περιοχής.

Στο σχήμα 5.1 οι μηχανισμοί γένεσης για τα 182 σεισμικά γεγονότα που χρησιμοποιήθηκαν (κεφάλαιο 3.2.6), αλλά και τα κυριότερα νεοτεκτονικά στοιχεία που περιγράφηκαν (κεφάλαιο 1.4) παρουσιάζονται με τις 11 ζώνες που ορίστηκαν, η κάθε μια από τις οποίες αντιμετωπίζεται ανεξάρτητα και υπολογίζεται γι' αυτήν ένα αντιπροσωπευτικό πεδίο τάσεων. Η εξέταση του σχήματος δείχνει ότι οι μηχανισμοί γένεσης παρουσιάζουν σημαντική ομοιότητα όσον αφορά το είδος τους, καθώς κυριαρχούν οι κανονικές διαρρήξεις με γενικές διευθύνσεις Α-Δ. Παρόμοιες διευθύνσεις εμφανίζουν και οι άξονες τάσης των μηχανισμών γένεσης.

Για τον καλύτερο έλεγχο των αποτελεσμάτων κρίθηκε σκόπιμο το αντιπροσωπευτικό μέσο πεδίο των τάσεων να υπολογιστεί με τη χρήση εκτός της αντιστροφής του τανυστή τάσης (μέθοδος Gephart and Forsyth, 1984 και Gephart, 1990a) συμπληρωματικά και με τη μέθοδο των Papazachos and Kiratzi (1992). Σύμφωνα με τη θεωρία αυτή, για τον καθορισμό του πεδίου των τάσεων υπολογίζεται ένας τανυστής σεισμικής ροπής που ορίζεται από τη σεισμική ροπή M_o και έναν τανυστή F που αποτελεί συνάρτηση της παράταξης ξ, της διεύθυνσης ολίσθησης δ και της γωνίας ολίσθησης λ του αντίστοιχου επιπέδου του ρήγματος (Aki and Richards, 1980) σύμφωνα με τη σχέση:

$$M^n = M_0^n \bullet F^n(\xi, \delta, \lambda) \tag{5.1}$$

Κατά τους Papazachos and Kiratzi (1992) η παραπάνω σχέση μπορεί να επεκταθεί ώστε να προκύψει ένας «αντιπροσωπευτικός τανυστής μηχανισμού γένεσης» $\overline{F}$ που συνδέεται με τον ετήσιο τανυστή του ρυθμού σεισμικής ροπής $\dot{M}$ και το μέγεθος του ετήσιου ρυθμού σεισμικής ροπής $\dot{M}_0$, ακολουθώντας τη σχέση:

$$\dot{M} = \dot{M}_0 \bullet \overline{F} \tag{5.2}$$

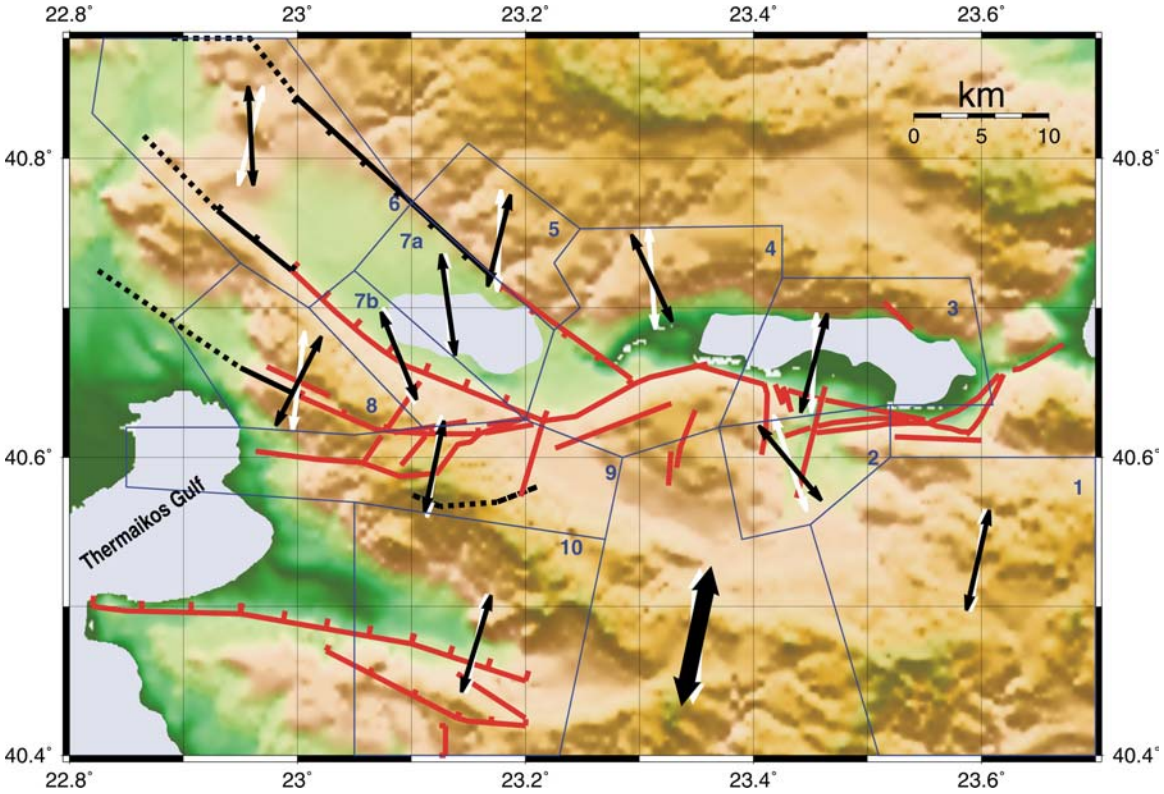
Με τον καθορισμό αυτού του αντιπροσωπευτικού τανυστή υπολογίζονται οι μέσες τιμές των αξόνων συμπίεσης και εφελκυσμού με βάση τα δεδομένα που έχουν συγκεντρωθεί για κάθε μια από τις περιοχές

Για την εφαρμογή της μεθόδου χρησιμοποιήθηκε κατάλληλος κώδικας ο οποίος αναζητά από κάθε κατάλογο δεδομένων εκείνους τους σεισμούς που συγκαταλέγονται σε κάθε μια από τις προεπιλεγμένες ζώνες διαχωρισμού. Δημιουργείται ένας κατάλογος με όλα τα σεισμικά γεγονότα από όλες τις πηγές για κάθε περιοχή, τα οποία εισάγονται στη διαδικασία υπολογισμού της μέση τάσης ξεχωριστά για κάθε περιοχή. Αρχικά υπολογίζεται η τιμή αυτή με τη χρήση του τανυστή σεισμικής ροπής, όπως πρότειναν οι Papazachos and Kiratzi (1992) και ακολούθως εφαρμόζεται το πακέτο προγραμμάτων *FMSI* Gephart (1990b) για την αντιστροφή του τανυστή τάσης. Οι δυο διαφορετικές μεθοδολογίες εφαρμόζονται και για το

σύνολο της περιοχής μελέτης, χωρίς επιμέρους διαχωρισμούς. Λαμβάνεται έτσι μια μέση τιμή για τις τάσεις που αναπτύσσονται για το σύνολο των δεδομένων (182 σεισμοί). Στο σχήμα 5.2 εμφανίζονται οι 11 ζώνες με τις αντιπροσωπευτικές τιμές των διευθύνσεων των μέσων κύριων αξόνων εφελκυσμού, Τ. Με λευκό χρώμα εμφανίζονται οι μέσες τιμές που προκύπτουν μετά την εφαρμογή της μεθόδου του τανυστή σεισμικής ροπής (Papazachos and Kiratzi,1992), ενώ με μαύρο χρώμα, οι άξονες που υπολογίζονται με την αντιστροφή του τανυστή τάσης (Gephart and Forsyth, 1984). Τα βέλη παρουσιάζονται σε μια αντιπροσωπευτική θέση μέσα σε κάθε ζώνη, η οποία καθορίζεται από τα επίκεντρα των σεισμών που έλαβαν χώρα στη συγκεκριμένη περιοχή. Οι τιμές αυτές για τους κύριους άξονες εφελκυσμού παρουσιάζονται αναλυτικά στον πίνακα 5.1, σε συνδυασμό με εκείνες για τους κύριους άξονες συμπίεσης όπως προέκυψαν μετά τη χρήση και των δυο μεθόδων.

Πίνακας 5.1: Τιμές για το αζιμούθιο και την κλίση των μέσων κύριων αξόνων συμπίεσης, P και εφελκυσμού, T, για κάθε μια από τις 11 ζώνες στις οποίες διαχωρίστηκε η περιοχή μελέτης, με βάση τα αποτελέσματα των μεθόδων των Papazachos and Kiratzi και Gephart and Forsyth. Στην τελευταία σειρά εμφανίζονται οι μέσες τιμές για το σύνολο των δεδομένων.

	Papazachos & Kiratzi				Gephart & Forsyth			
Ζώνη	Paz	Pdp	Taz	Tdp	Paz	Pdp	Taz	Tdp
1	82	83	188	2	97	72	193	2
2	68	53	161	2	85	60	320	18
3	159	76	3	12	104	68	195	1
4	264	86	356	0	11	66	155	20
5	101	87	2	0	233	63	14	22
6	116	77	14	3	27	75	177	14
7a	82	73	177	2	86	53	352	3
7b	101	71	342	9	121	63	338	22
8	125	69	7	10	100	58	207	11
9	276	79	8	0	249	51	12	24
10	67	75	192	9	82	70	197	9
ALL	**99**	**85**	**3**	**1**	**80**	**70**	**192**	**7**



Σχήμα 5.2: Μέσοι κύριοι άξονες εφελκυσμού, T, για κάθε μια από τις 11 ζώνες στις οποίες διαχωρίστηκε η περιοχή μελέτης. Τα λευκά βέλη αναφέρονται στα αποτελέσματα της μεθόδου των Papazachos and Kiratzi, ενώ τα μαύρα σε εκείνα των Gephart and Forsyth. Με έντονα βέλη παρουσιάζονται αντίστοιχα οι μέσοι άξονες για το σύνολο των δεδομένων. σε τυχαία θέση.

5.2 ΧΩΡΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΟΥ ΠΕΔΙΟΥ ΤΩΝ ΤΑΣΕΩΝ

Το σχήμα 5.2 συνοψίζει τα βασικά στοιχεία σε σχέση με τον καθορισμό του πεδίου των τάσεων με σεισμολογικά στοιχεία στην ευρύτερη περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης. Η περιοχή αυτή παρέχει αρκετά στοιχεία, σεισμολογικά και γεωλογικά από τα οποία μπορεί να μελετηθεί το σύγχρονο πεδίο των τάσεων. Γενικά, το πεδίο των τάσεων σε όλη την περιοχή μπορεί να χαρακτηριστεί ως εφελκυστικό με ελάχιστο κύριο άξονα τάσης (σ_3) σχεδόν οριζόντιο με διεύθυνση B-N (6°) και μέγιστο άξονα τάσης (σ_1) σχεδόν κατακόρυφο, όπως δείχνουν και τα μεγάλα βέλη στη κάτω μέρος του σχήματος 5.2. Συνεπώς μιλάμε για μια περιοχή που χαρακτηρίζεται από έκταση στην διεύθυνση B-N με ταυτόχρονη λέπτυνση. Τόσο η σεισμικότητα, όσο και οι ταχύτητες παραμόρφωσης που έχουν υπολογιστεί (Βαμβακάρης,

2001) έδειξαν ότι ο εφελκυσμός βρίσκεται σε πλήρη και συνεχή εξέλιξη, κυρίως στο κέντρο της περιοχής μεταξύ των δυο λιμνών (3.4 mm/yr)

Η σύγκριση των δυο μεθόδων δείχνει αρκετά καλή ομοιότητα στα αποτελέσματα στις περισσότερες των περιοχών, αλλά και κάποιες διαφορές στις διευθύνσεις, οι οποίες σε κάθε περίπτωση δεν ξεπερνούν τις 15^{ο}. Οι διαφορές αυτές προφανώς σχετίζονται με ύπαρξη ανομοιογενών τάσεων που εντοπίζονται σε μία περιοχή, ενώ σε ορισμένες περιπτώσεις πιθανώς οφείλονται στην έλλειψη δεδομένων σε ορισμένες περιοχές.

Παρατηρούμε ότι σε πολλές περιοχές (ζώνες 1, 3, 5, 6, 7a, 9 και 10) έχουμε την εμφάνιση ενός κυρίαρχου εφελκυσμού με γενική διεύθυνση Β-Ν με απόκλιση μικρότερη από ±15^{ο}, όπως αυτός προσδιορίζεται και με τις δύο μεθοδολογίες που εφαρμόστηκαν και δείχνουν σχεδόν πλήρη ταύτιση. Εφελκυσμός με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ (~320^{ο}-335^{ο}) εντοπίζεται στις ζώνες 2, 4 και 7b, ενώ ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση εφελκυσμού (~25^{ο}) παρουσιάζεται στη ζώνη 8.

Ο εφελκυσμός αυτός στις περισσότερες περιπτώσεις αντιστοιχεί σε διαρρήξεις ανάλογης διεύθυνσης με αυτές που παρατηρούνται στην περιοχή, δηλαδή εφελκυσμός κάθετος στη διεύθυνση του ρήγματος. Έτσι πλήρης αντιστοίχηση του γενικού εφελκυσμού υπάρχει στη ζώνη 1 όπου επικρατεί εφελκυσμός Β-Ν που συνδυάζεται με την παράταξη του ρήγματος της Αρναίας, στη ζώνη 3 με τα ρήγματα Α-Δ της Βόλβης, στη ζώνη 8 με τα ρήγματα ΔΒΔ-ΑΝΑ διεύθυνσης βορειοανατολικά της πόλης της Θεσσαλονίκης, στη ζώνη 9 με τις ρηξιγενείς δομές του Ασβεστοχωρίου (Α-Δ), αλλά και στην περιοχή 10, όπου η ρηξιγενής ζώνη του Ανθεμούντα, Δ-Α ως ΔΒΔ-ΑΝΑ διεύθυνσης, είναι σε πολύ καλή συμφωνία με τον εφελκυσμό που υπολογίστηκε. Δεν ισχύει όμως η ίδια αντιστοιχία για περιοχές όπως οι 5, 6, 7a και 7b, όπου παρά την εμφανή κυριαρχία των μεγάλων κανονικών ρηγμάτων ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης (Σχολαριου-Ασσήρου, Ληττής-Λαγυνών-Αγίου Βασιλείου) ο εφελκυσμός φαίνεται να ακολουθεί διεύθυνση Β-Ν ως ΒΔ-ΝΑ. Αυτές οι ασυμφωνίες στις διευθύνσεις δείχνουν πιθανότατα μια μεταβολή στο πεδίο των τάσεων από τη δημιουργία των ρηξιγενών δομών της περιοχής μέχρι τις μέρες μας, καθώς οι δομές αυτές χαρακτηρίζονται από κίνηση που έχει έντονη πλάγια (δεξιόστροφη ή αριστερόστροφη) συμπεριφορά, πέραν της κανονικής κίνησης που κυριαρχεί.

Είναι φυσικό ωστόσο, αυτή να μην είναι η μοναδική αιτία εμφάνισης ασυμφωνίας του πεδίου των τάσεων με τη διεύθυνση των κυρίαρχων ρηξιγενών δομών της περιοχής. Κάποια μεμονωμένα σεισμικά γεγονότα που συνδέονται με άλλες δομές από αυτές που κυριαρχούν είναι ικανά να επηρεάσουν τη διεύθυνση του υπολογιζόμενου μέσου άξονα τάσης. Πιθανό είναι βέβαια, αυτή η απόκλιση να είναι και λίγο πλασματική σε περίπτωση που ο αριθμός των δεδομένων δεν είναι ικανοποιητικός.

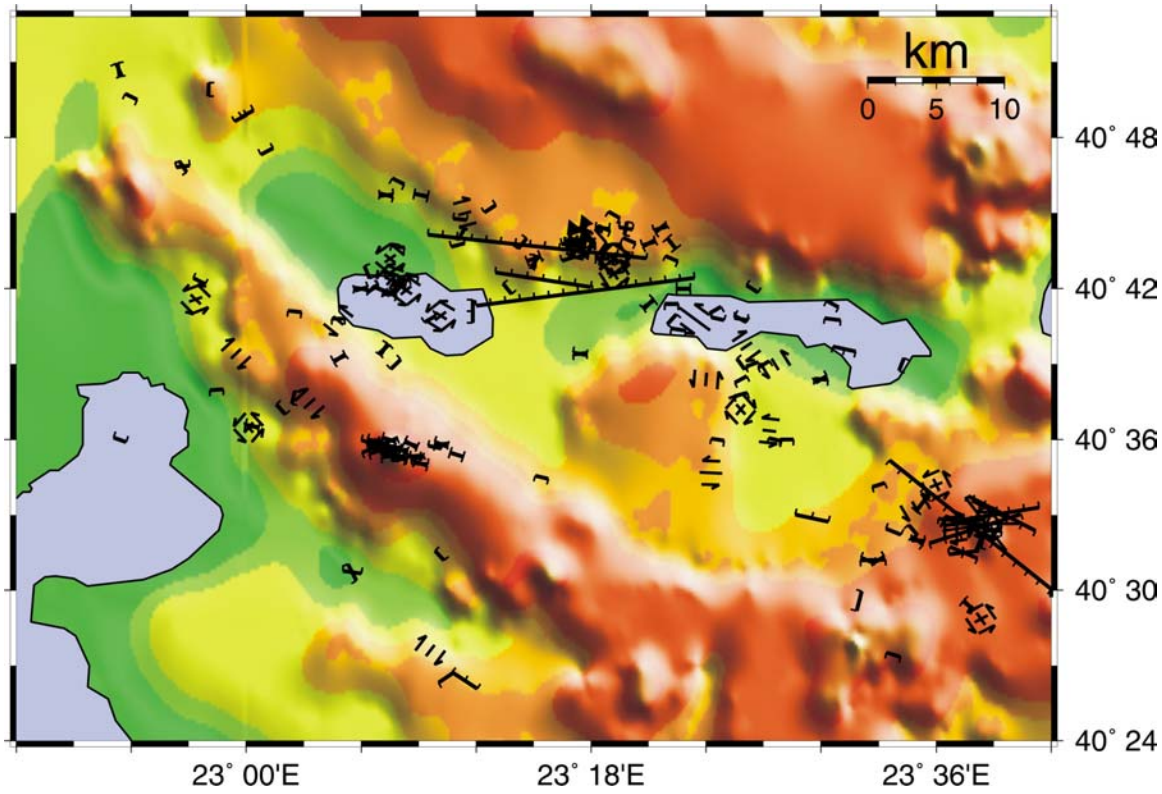
Συμπερασματικά, για τις ζώνες στις οποίες έγινε ο διαχωρισμός, υπάρχει μια διακύμανση στον προσανατολισμό του μέσου άξονα εφελκυσμού από ΒΒΑ-ΝΝΔ μέχρι ΒΒΑ-ΝΝΔ (320^{ο}-30^{ο}) που προκύπτει ανεξάρτητα τόσο από τα σεισμολογικά στοιχεία (μηχανισμοί γένεσης) όσο και εν μέρει από τις ρηξιγενείς γεωλογικές δομές (ρήγματα, νεοτεκτονικές διακλάσεις). Ο προϋπάρχον ρηξιγενής ιστός φαίνεται ότι δεν επηρεάζει απόλυτα σε όλη την έκταση της περιοχής μελέτης το γενικό εφελκυστικό πεδίο, καθώς διαφορετικές διευθύνσεις των αξόνων δείχνουν σύγχρονες διαρρήξεις που δεν ταυτίζονται σε κάποια σημεία με το γνωστό ρηξιγενή ιστό.

5.3 ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ ΤΟΥ ΠΕΔΙΟΥ ΤΑΣΗΣ ΚΑΙ ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΤΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΑΠΟ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

Οι πληροφορίες που μας παρείχαν οι μηχανισμοί γένεσης που συλλέχθηκαν και υπολογίστηκαν για την εκπόνηση της παρούσας διατριβής έβαλαν τις βάσεις για τον προσδιορισμό του τελικού μοντέλου του πεδίου των τάσεων. Οι μηχανισμοί γένεσης καθορίζουν τα δύο ορικά επίπεδα του ρήγματος (κύριο και βοηθητικό) σε κάθε περίπτωση, χωρίς όμως να γίνεται ο διαχωρισμός ποιο εξ' αυτών είναι το κύριο και ποιο το βοηθητικό επίπεδο του ρήγματος. Το πρόβλημα αυτό μπορεί μερικώς να επιλυθεί με τη μέθοδο των Gephart and Forsyth (1984) και Gephart (1990a), η οποία, όπως αναλύθηκε και προηγουμένως, «προτείνει» ως κύριο επίπεδο του ρήγματος εκείνο το οποίο εμφανίζει την ελάχιστη απόκλιση (misfit) μεταξύ της παρατηρούμενης πάνω στο ρήγμα διεύθυνση ολίσθησης και εκείνης που προβλέπεται από το εκάστοτε μοντέλο τάσεων. Με τον τρόπο αυτό, το πρόγραμμα της αντιστροφής του πεδίου τάσεων δίνει μια τιμή απόκλισης για καθένα από τα δύο ορικά επίπεδα. Επιλέγοντας το επίπεδο το οποίο αντιστοιχεί στη μικρότερη τιμή απόκλισης προκύπτουν τα ρήγματα που «επιλέγονται» ως κύρια από τη μέθοδο της αντιστροφής. Τα ρήγματα αυτά παρουσιάζονται συνολικά για όλους τους μηχανισμούς γένεσης που χρησιμοποιήθηκαν στο σχήμα 5.3, αλλά και ξεχωριστά για τα δεδομένα κάθε ζώνης του χώρου μελέτης στα σχήματα 5.4 έως 5.14, υιοθετώντας ως τελική τη λύση του πεδίου τάσεων που παρουσιάστηκε στο σχήμα 5.2.

Να σημειωθεί σε αυτό το σημείο ότι στην περίπτωση που και τα δύο ορικά επίπεδα εμφανίζουν μικρές τιμές αποκλίσεις (misfit<10^{ο}) και η διαφορά τους είναι μικρότερη των 5^{ο}, τότε μπορούμε να πούμε ότι και τα δύο αυτά επίπεδα θα μπορούσαν να θεωρηθούν ιδανικά,

και συνεπώς επιλέγονται αμφότερα. Σε αντίθετη περίπτωση, όταν εμφανίζονται δυο επίπεδα με μεγάλες τιμές απόκλισης (misfit>10°) τότε θεωρούνται και τα δυο μη ικανοποιητικά εάν η μέση απόκλιση τους είναι μεγαλύτερη των 15° και συνεπώς αγνοούνται.



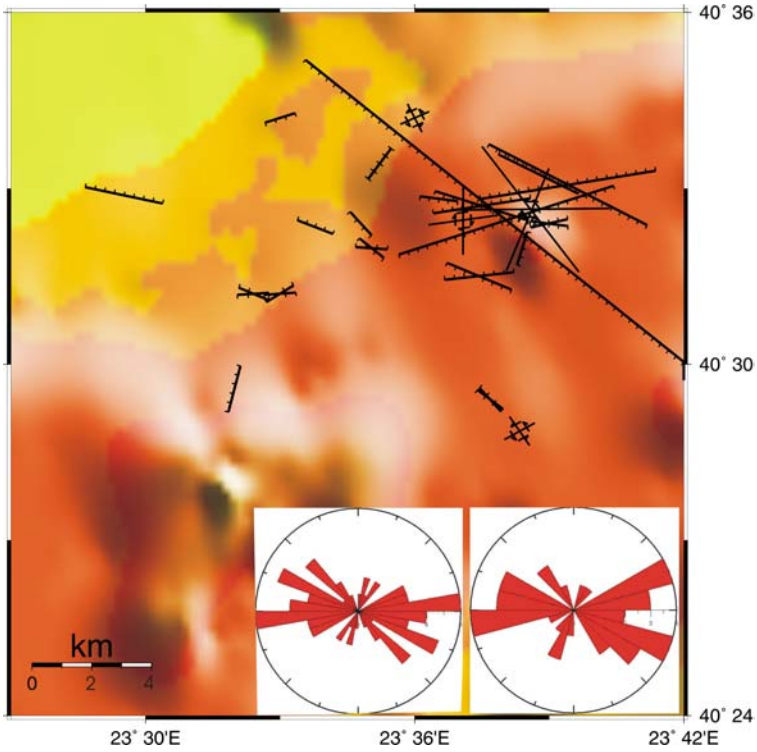
Σχήμα 5.3: Ρήγματα που επιλέγει η μέθοδος αντιστροφής ως κύρια, για το σύνολο των δεδομένων.

Σε όλα τα σχήματα, τα σεισμικά ρήγματα εμφανίζονται με το πραγματικό τους μήκος σύμφωνα με τη σχέση του Papazachos and Papazachou, (1989):

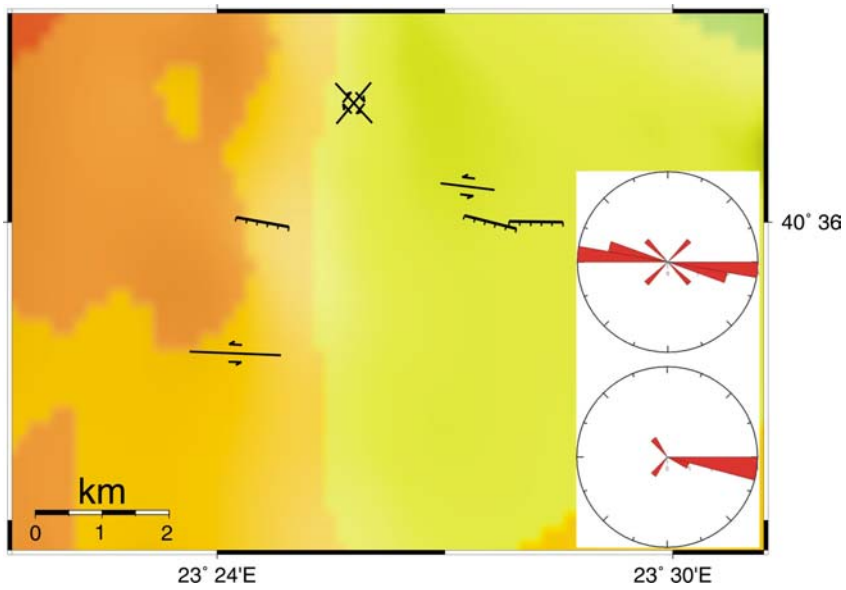
$$LogL=0.51M_w-1.85 \quad (5.3)$$

που συνδέει το μήκος του σεισμογόνου ρήγματος, L (σε Km), με το μέγεθος του σεισμού, M_w για τον Ελληνικό χώρο. Εξαίρεση αποτελούν τα ρήγματα εκείνα που το μήκος τους υπολογίστηκε μικρότερο του 1 Km, τα οποία και εικονίζονται για γραφικούς λόγος με ελάχιστο μήκος 1 Km. Στους χάρτες που ακολουθούν, εκτός από την απεικόνιση των ρηγμάτων ως γραμμικά στοιχεία, έχουμε και την εμφάνιση τους με μορφή ροδοδιαγράμματος, πάντα για κάθε μια από τις ζώνες ξεχωριστά. Το ένα από τα ροδοδιαγράμματα παρουσιάζει απλά τη διεύθυνση των ρηγμάτων, ενώ το άλλο δίνει χρήσιμες πληροφορίες και για την κλίση αυτών, αφού χρησιμοποιείται ο ορισμός της διεύθυνσης του ρήγματος που συνήθως υιοθετείται στη σεισμολογία. Αυτού του είδους η απεικόνιση περιγράφει την κυρίαρχη διεύθυνση των ρηγμάτων στην περιοχή, όπως αυτή καθορίζεται με τη χρήση των μηχανισμών

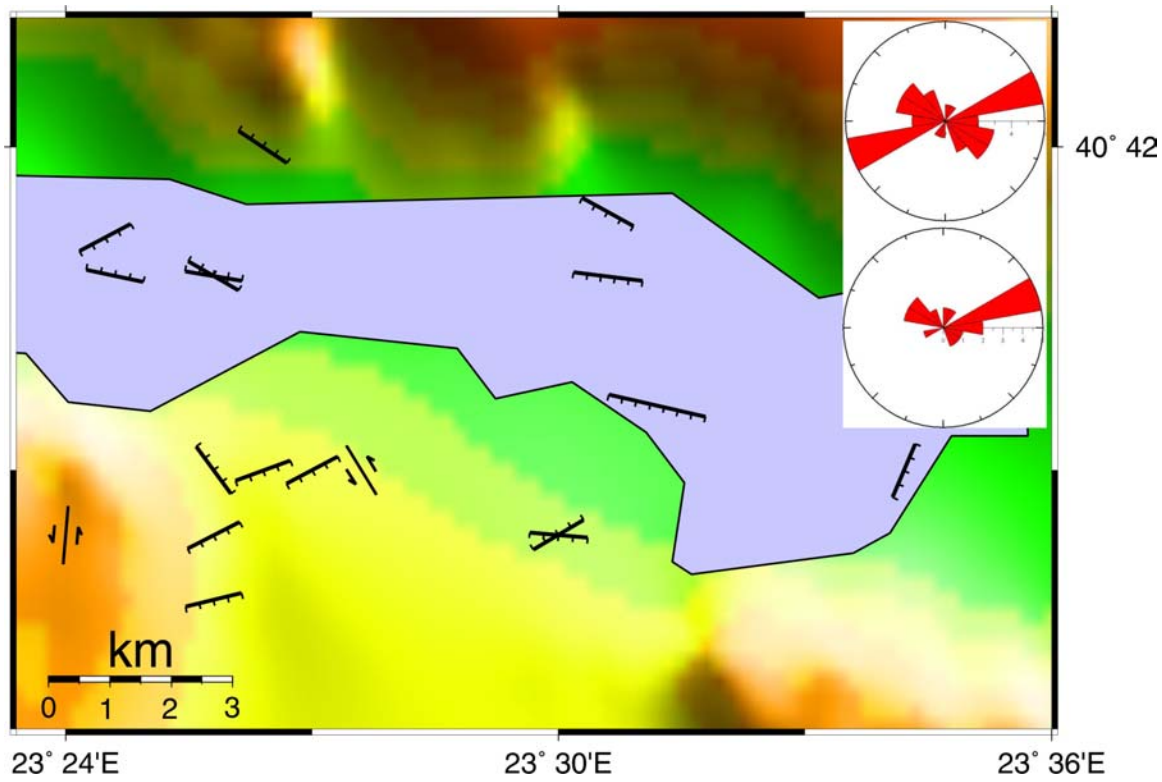
γένεσης των σεισμών και μετά από την εφαρμογή της μεθόδου αντιστροφής. Είναι σημαντικό ότι οι διευθύνσεις αυτές στις περισσότερες των περιπτώσεων ταυτίζονται με εκείνες των γνωστών ρηξιγενών δομών που έχουν χαρτογραφηθεί σε κάθε περιοχή και έχουν ήδη περιγραφεί στο 1^{ο} κεφάλαιο.



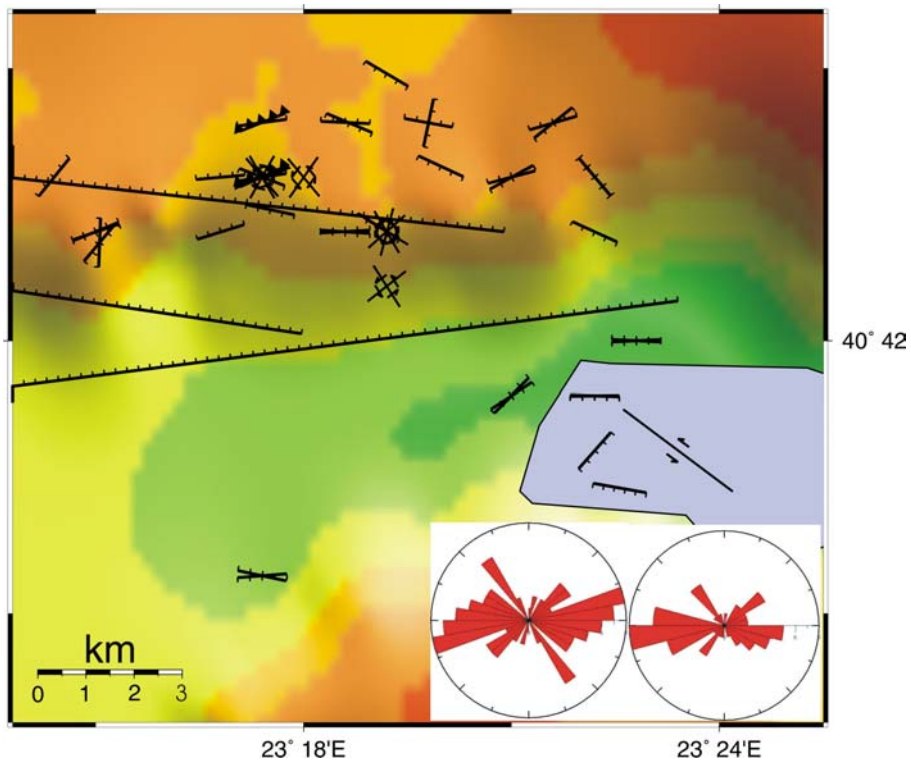
Σχήμα 5.4: Ρήγματα που επιλέγει η μέθοδος αντιστροφής ως κύρια, για τα δεδομένα της ζώνης 1.



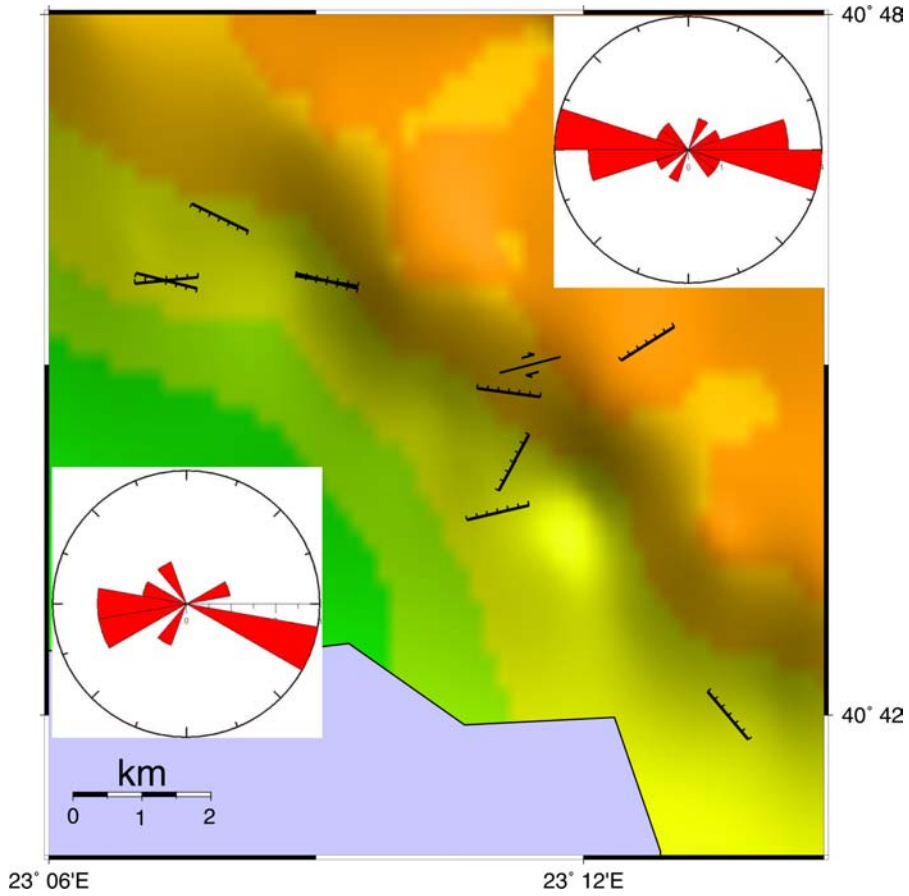
Σχήμα 5.5: Ρήγματα που επιλέγει η μέθοδος αντιστροφής ως κύρια, για τα δεδομένα της ζώνης 2.



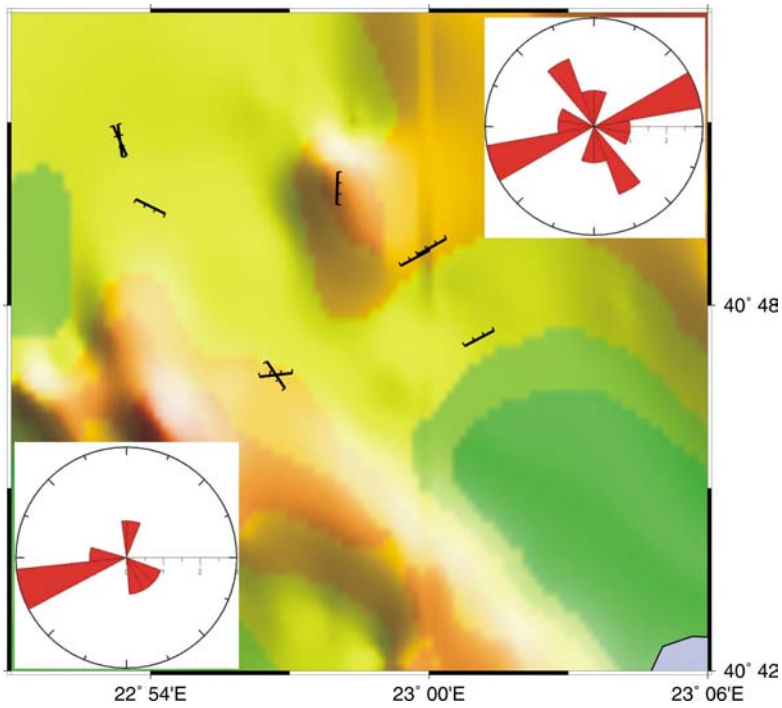
Σχήμα 5.6: Ρήγματα που επιλέγει η μέθοδος αντιστροφής ως κύρια, για τα δεδομένα της ζώνης 3.



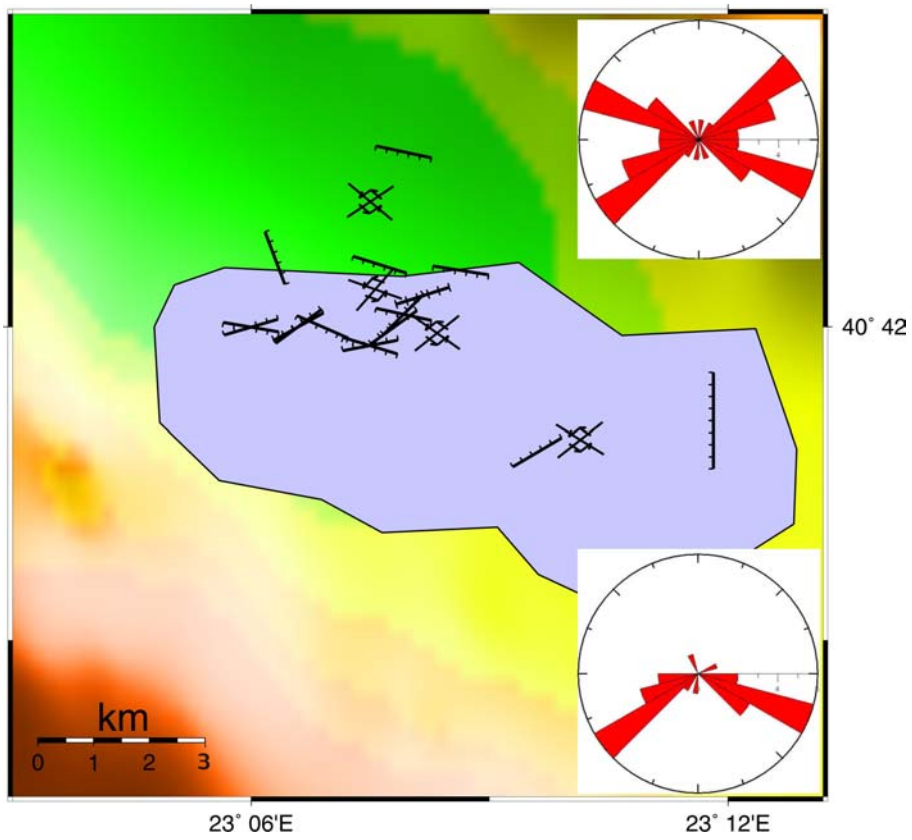
Σχήμα 5.7: Ρήγματα που επιλέγει η μέθοδος αντιστροφής ως κύρια, για τα δεδομένα της ζώνης 4.



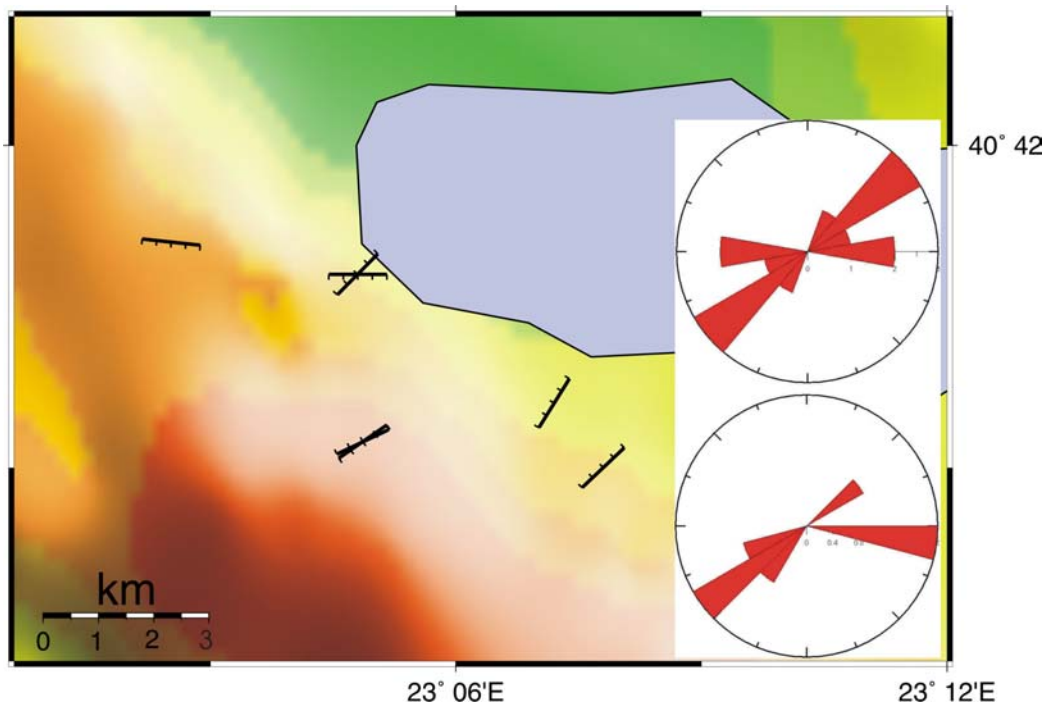
Σχήμα 5.8: Ρήγματα που επιλέγει η μέθοδος αντιστροφής ως κύρια, για τα δεδομένα της ζώνης 5.



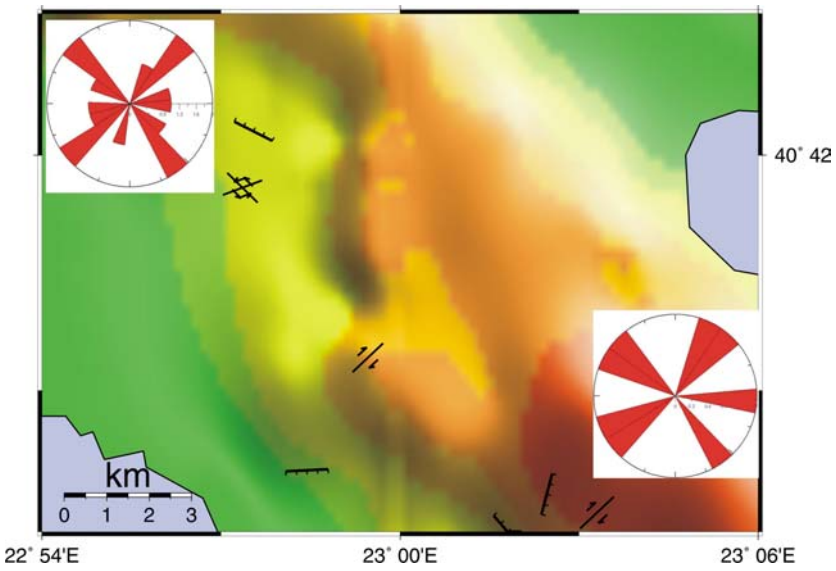
Σχήμα 5.9: Ρήγματα που επιλέγει η μέθοδος αντιστροφής ως κύρια, για τα δεδομένα της ζώνης 6.



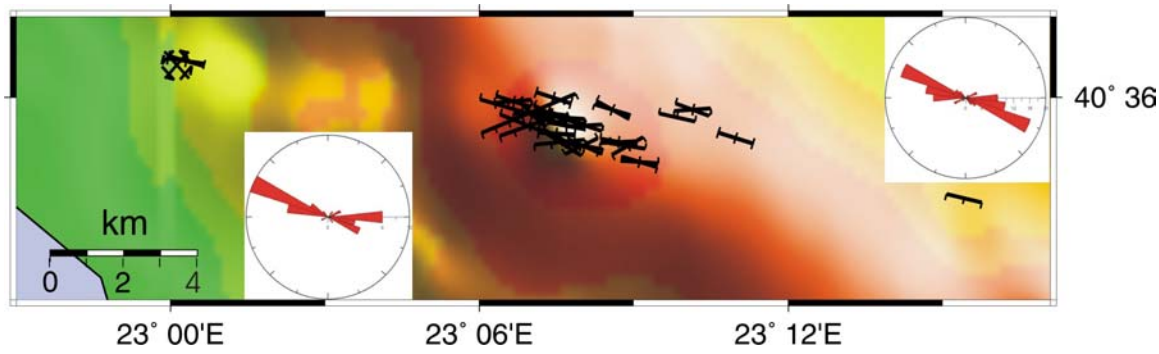
Σχήμα 5.10: Ρήγματα που επιλέγει η μέθοδος αντιστροφής ως κύρια, για τα δεδομένα της ζώνης 7a.



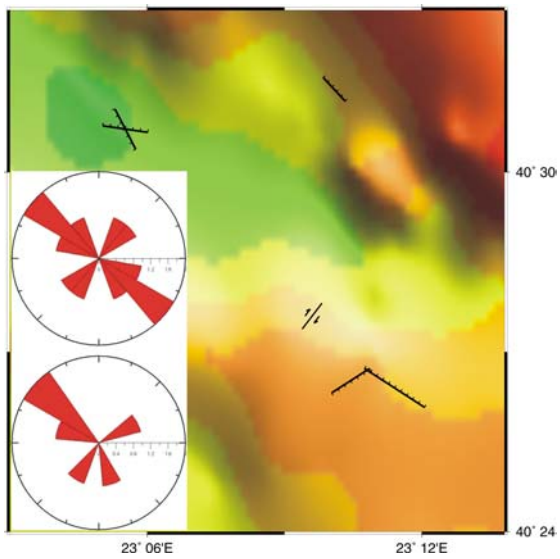
Σχήμα 5.11: Ρήγματα που επιλέγει η μέθοδος αντιστροφής ως κύρια, για τα δεδομένα της ζώνης 7b.



Σχήμα 5.12: Ρήγματα που επιλέγει η μέθοδος αντιστροφής ως κύρια, για τα δεδομένα της ζώνης 8.

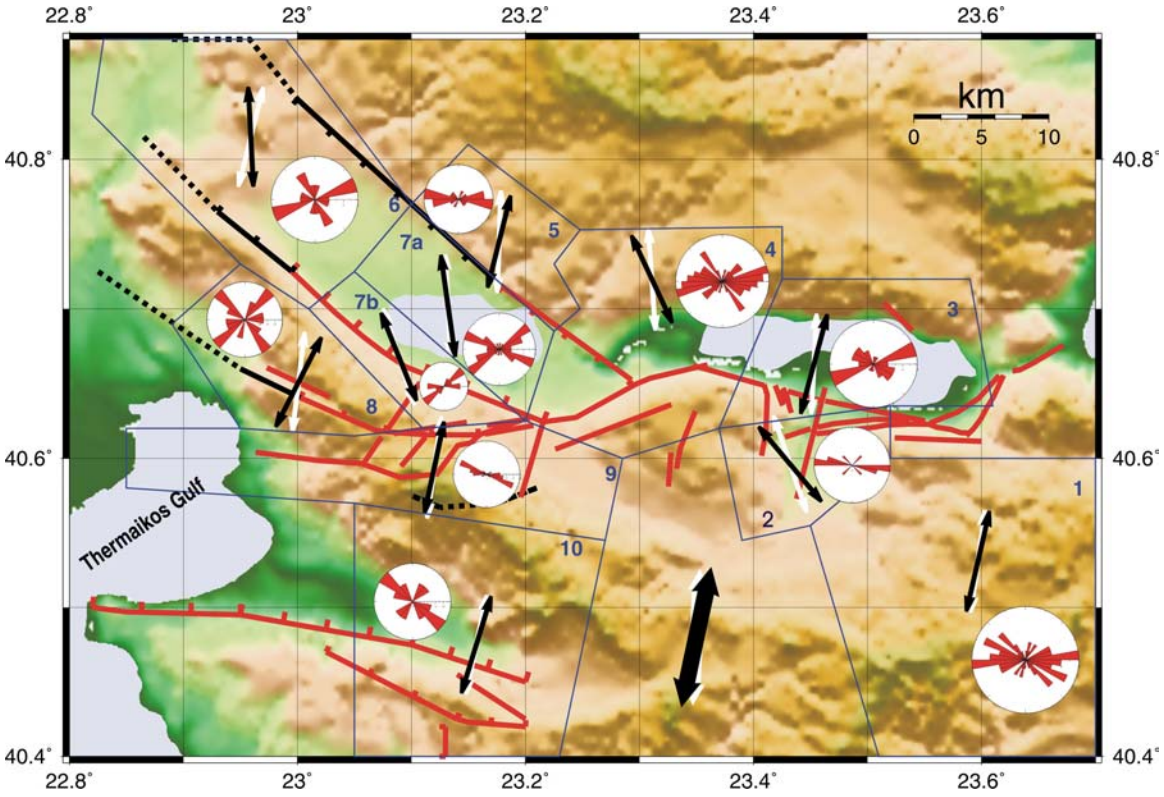


Σχήμα 5.13: Ρήγματα που επιλέγει η μέθοδος αντιστροφής ως κύρια, για τα δεδομένα της ζώνης 9.



Σχήμα 5.14: Ρήγματα που επιλέγει η μέθοδος αντιστροφής ως κύρια, για τα δεδομένα της ζώνης 10.

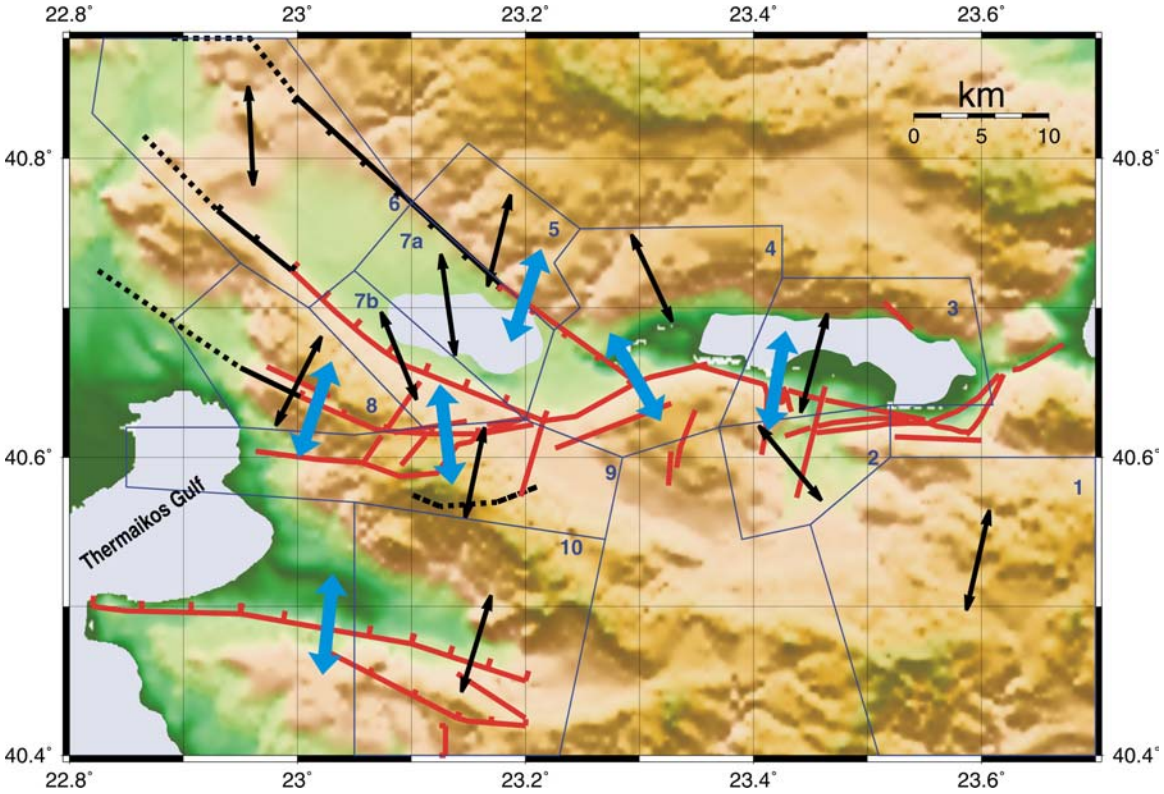
Στο χάρτη του σχήματος 5.15 παρουσιάζονται συνολικά οι κυριότερες νεοτεκτονικές δομές από τις υπαίθριες παρατηρήσεις και τις διευθύνσεις των ρηγμάτων (με μορφή ροδοδιαγράμματος) που προέκυψαν από την ανάλυση των σεισμολογικών δεδομένων για κάθε μια από τις ζώνες στις οποίες χωρίστηκε η περιοχή μελέτης. Στο ίδιο σχήμα παρατίθενται και οι μέσες εφελκυστικές τάσεις που υπολογίστηκαν με τη μέθοδο της αντιστροφής.



Σχήμα 5.15: Συνολική απεικόνιση των κυριότερων νεοτεκτονικών δομών και ροδοδιαγράμματα ρηγμάτων που προκύπτουν από την ανάλυση των σεισμολογικών δεδομένων ανά ζώνη. Στο ίδιο σχήμα εμφανίζονται και οι μέσοι άξονες τάσης όπως αυτοί περιγράφηκαν στο σχήμα 5.2.

Είναι φανερό ότι στις περισσότερες των περιπτώσεων τα εικονιζόμενα ως «επιλεγμένα» ρήγματα ταυτίζονται με τα πραγματικά παρατηρούμενα στο ύπαιθρο ρήγματα (όσα τουλάχιστον έχουν χαρτογραφηθεί ή εντοπιστεί) ή με τις αναμενόμενες διευθύνσεις των ρηγμάτων, όπως αυτές αποκαλύπτονται από την κατανομή της σεισμικότητας. Έτσι η μεθοδολογία φαίνεται να επιλέγει σωστά στη ζώνη 1 τα κανονικά ρήγματα Α-Δ, αλλά και εκείνο που σχετίζεται με το σεισμό της Αρναίας, με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, στη ζώνη 2 τα ρήγματα Α-Δ διεύθυνσης με κλίση προς νότο, ομοίως για τα ΔΒΔ-ΑΝΑ διεύθυνσης κανονικά

ρήγματα της ζώνης 3, αλλά και για τα μεγάλα κανονικά ρήγματα με διεύθυνση Α-Δ που σχετίζονται με τους σεισμούς του 1978 (ζώνη 4). Για τις ζώνες 6, 7a και 7b αναδεικνύονται ρήγματα παρατάξεων ΑΒΑ-ΔΝΔ έως ΔΒΔ-ΑΝΑ κάποια εκ των οποίων έρχονται σε συμφωνία με την κύρια ρηξιγενή δομή της περιοχής ενώ άλλα εμφανίζονται σχεδόν κάθετα σε αυτήν. Αυτοί οι κλάδοι ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης έχουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον, καθώς πολλές διαρρήξεις με τα ίδια χαρακτηριστικά εντοπίζονται στις περιοχές αυτές και από υπαίθριες παρατηρήσεις. Φαίνεται λοιπόν πως εκτός από τις κυρίαρχες ρηξιγενείς δομές διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ υπάρχουν και άλλες που δρουν κάθετα στις πρώτες και εντοπίζονται τόσο από γεωλογικά, όσο και από σεισμολογικά στοιχεία. Τέλος, πολύ καλή είναι η ταύτιση των αποτελεσμάτων της αντιστροφής με της πραγματική εικόνα των ρηγμάτων στις ζώνες 9 και 10 όπου τα ρήγματα διεύθυνσης ΑΝΑ-ΔΒΔ έως Α-Δ για την πρώτη και ΔΒΔ-ΑΝΑ για τη δεύτερη, παρατηρούνται και στην πραγματικότητα



Σχήμα 5.16: Μέσοι κύριοι άξονες τάσης που υπολογίστηκαν με τη χρήση σεισμολογικών δεδομένων (μαύρα βέλη) και μέσοι άξονες τάσης για τα κυριότερα ενεργά ρήγματα, σε αντιπροσωπευτικές θέσεις (γαλάζια βέλη), όπως προέκυψαν από τη μελέτη των κινηματικών στοιχείων των ρηγμάτων (Μουντράκης και συνεργάτες, 2003)

Τα συμπεράσματα αυτά ενισχύονται από το σχήμα 5.16 όπου παρουσιάζονται οι μέσες εφελκυστικές τάσεις που υπολογίστηκαν για κάθε ζώνη με τη χρήση σεισμολογικών δεδομένων (μαύρα βέλη), αλλά και οι μέσες εφελκυστικές τάσεις (γαλάζια βέλη) που αναπτύσσονται στα κυριότερα ενεργά ρήγματα της περιοχής, όπως προέκυψαν από τη μελέτη των κινηματικών στοιχείων αυτών (Μουντράκης και συνεργάτες, 2003). Οι αντιπροσωπευτικές τιμές των κινηματικών αξόνων συμπίεσης και εφελκυσμού για τα ρήγματα αυτά παρουσιάζονται στον πίνακα 1.1 (1^{ο} κεφάλαιο).

Μια απλή σύγκριση των τιμών για τους άξονες τάσης με βάση τα σεισμολογικά και τα νεοτεκτονικά δεδομένα γίνεται στον πίνακα 5.2, για τις ζώνες όπου υπάρχουν αντίστοιχα νεοτεκτονικά στοιχεία.

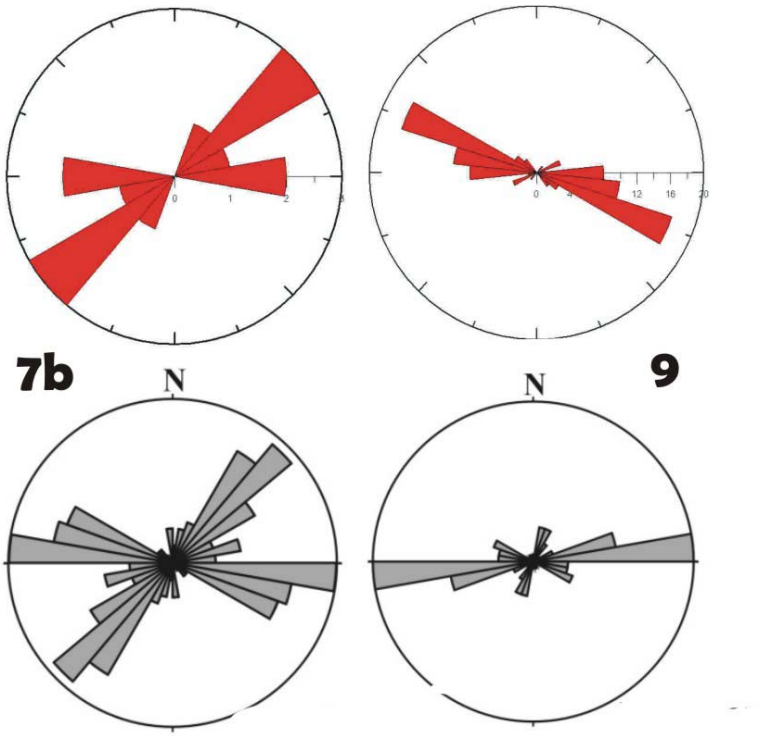
Πίνακας 5.2: Τιμές για το αζιμούθιο και την κλίση των μέσων κύριων αξόνων συμπίεσης, P και εφελκυσμού, T, για τα νεοτεκτονικά δεδομένα (Μουντράκης και συνεργάτες, 2003) και για τα σεισμολογικά δεδομένα στις αντίστοιχε ζώνες όπου εμφανίζονται τα ρήγματα.

Νεοτεκτονικά Δεδομένα			Σεισμολογικά Δεδομένα		
ΡΗΓΜΑ	Taz	Tdp	Ζώνη	Taz	Tdp
Βόλβης-Νεάς Απολλωνίας	10	4	3	195	1
Γερακαρούς-Νικομηδινού-Στίβου-Περιστερώνα	150	7	4	155	20
Σχολαρίου-Ανάληψης-Ασσήρου	198	17	5	14	22
Ασβερτοχωρίου-Πολίχνης	19	4	8	207	11
Θεσσαλονίκης-Γερακαρούς (κεντρικό & ανατολικό τμήμα)	353	6	7b	338	22
			9	12	24
Ανθεμούντα	186	4	10	197	9

Πολύ καλή συμφωνία των τιμών για τους άξονες εφελκυσμού των νεοτεκτονικών και σεισμολογικών δεδομένων παρατηρείται στις έξι αυτές περιπτώσεις. Η διεύθυνση των αξόνων εφελκυσμού παρουσιάζει απόκλιση μικρότερη των 10^{ο} μεταξύ των τιμών από σεισμολογικά και νεοτεκτονικά δεδομένα.

Η σύμπτωση των αποτελεσμάτων μεταξύ νεοτεκτονικών και σεισμολογικών δεδομένων δείχνει ότι η μέθοδος αντιστροφής δεδομένων από μηχανισμούς γένεσης σεισμών μπορεί με μεγάλη επιτυχία να καθορίσει το πεδίο των τάσεων, όπως δείχνουν και τα ανεξάρτητα νεοτεκτονικά δεδομένα. Αντίστοιχα συμπεράσματα προκύπτουν και στην περίπτωση που εξεταστούν και μικρότερης κλίμακας ρηξιγενείς δομές. Αυτό φαίνεται στο σχήμα 5.17, όπου παρουσιάζονται με μορφή ροδοδιαγράμματος οι διευθύνσεις των ρηγμάτων που προέρχονται από την αντιστροφή σεισμολογικών δεδομένων με τη μέθοδο Gephart and Forsyth (1984) όπως περιγράφηκε νωρίτερα, καθώς και οι διευθύνσεις διαρρήξεων, από γεωλογικές μετρήσεις (Tranos et al., 2003). Στο σχήμα αυτό, με μαύρο χρώμα περιγράφονται τα αποτελέσματα των Tranos et al. (2003) για τη διεύθυνση 128 διαρρήξεων στο κεντρικό και ανατολικό τμήμα της

ρηξιγενούς ζώνης Θεσσαλονίκης-Γερακαρούς και τις διευθύνσεις 71 διαρρήξεων του ανατολικού τμήματος της ίδιας ρηξιγενούς ζώνης Αυτή η περιοχή περιλαμβάνεται στις ζώνες 7β και 9, σύμφωνα με το διαχωρισμό που έγινε στην παρούσα διατριβή και τα ροδοδιαγράμματα των διευθύνσεων των ρηγμάτων για τις ζώνες αυτές παρουσιάζονται προς συσχετισμό στο ίδιο σχήμα με κόκκινο χρώμα.



Σχήμα 5.17: Ροδοδιαγράμματα για το κεντρικό και ανατολικό τμήμα της ρηξιγενούς ζώνης Θεσσαλονίκης-Γερακαρούς (μαύρο χρώμα) (Tranos et al., 2003) και για τα ρήγματα με βάση τα σεισμολογικά δεδομένα για τις ζώνες 7β και 9 (κόκκινο χρώμα).

Ιδιαίτερη σημασία αξίζει να δωθεί στην ύπαρξη ρηξιγενών κλάδων διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ, κάθετων ή σχεδόν κάθετων στην επικρατούσα ΔΒΔ-ΑΝΑ έως Δ-Α δομή όπως έδειξαν τα νεοτεκτονικά στοιχεία (Tranos et al., 2003, Tranos et al., 2004) κάτι που ενισχύεται και από τα σεισμολογικά δεδομένα.

Και στις δύο περιπτώσεις υπάρχει η καλή ταύτιση των τιμών παράτηαξης για τα νεοτεκτονικά και σεισμολογικά δεδομένα, δείχνει την αξιοπιστία της εφαρμοζόμενης αντιστροφής για τον υπολογισμό του πεδίου των τάσεων.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6

6 ΣΥΝΟΨΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στο πρώτο στάδιο της παρούσας διατριβής πραγματοποιήθηκε η μετατροπή των δεδομένων του Σεισμολογικού Σταθμού του Α.Π.Θ. σε νέα ψηφιακή μορφή. Τα SAC αρχεία δημιουργήθηκαν για περίπου 15000 σεισμούς που έλαβαν χώρα στην ευρύτερη περιοχή του Ελληνικού χώρου για τα έτη 1989-1999 και αποτέλεσαν μια πολύ χρήσιμη βάση ψηφιακών δεδομένων, έτοιμη να αξιοποιηθεί ποικιλοτρόπως.

Ακολούθησε η επιλογή σεισμικών γεγονότων που σχετίζονται με την ευρύτερη περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης και η ανάλυση των ψηφιακών κυματομορφών τους, με στόχο τον υπολογισμό των μηχανισμών γένεσης αυτών. Στην προσπάθεια βελτίωσης των αποτελεσμάτων τροποποιήθηκε το πρόγραμμα υπολογισμού των μηχανισμών γένεσης FPFIT με πολύ ικανοποιητικά αποτελέσματα.

Τελικός σκοπός της διατριβής ήταν ο καθορισμός του πεδίου των τάσεων στην περιοχή της Μυγδονίας με τη χρήση της μεθόδου αντιστροφής δεδομένων μηχανισμών γένεσης και για το λόγο αυτό το σύνολο των σεισμολογικών δεδομένων εμπλουτίστηκε με δεδομένα από άλλες πηγές και παλαιότερες εργασίες. Νεοτεκτονικά στοιχεία προστέθηκαν και συνδυάστηκαν με τα σεισμολογικά, ενώ για την καλύτερη ερμηνεία της μεθόδου, έγινε ο διαχωρισμός της περιοχής σε μικρότερες ζώνες και υπολογίστηκαν μέσες τιμές για τις διευθύνσεις των τάσεων που αναπτύσσονται. Η μέθοδος αντιστροφής μας παρέχει πληροφορίες για τα πιθανά ρήγματα που συνδέονται με τους σεισμούς που αποτέλεσαν το σύνολο των δεδομένων μας και φαίνεται να είναι επιτυχής στις περισσότερες των περιπτώσεων, αφού σε ποσοστό περίπου 70% δίνει αποτελέσματα που συμφωνούν με νεοτεκτονικά στοιχεία, σύμφωνα με μελέτη που έγινε για την ίδια περιοχή (Vamvakaris et al., 2003).

Η συσχέτιση όλων των σεισμολογικών και γεωλογικών στοιχείων που παρατέθηκαν στα προηγούμενα κεφάλαια οδήγησε στον προσδιορισμό του γενικότερου σεισμοτεκτονικού μοντέλου που περιγράφει την περιοχή. Γενικότερα, ένας οριζόντιος εφελκυσμός διεύθυνσης Β-Ν (~6^{ο}) φαίνεται να κυριαρχεί στην περιοχή μελέτης, με αντίστοιχες σχεδόν κατακόρυφες συμπιεστικές τάσεις που αναπτύσσονται και δημιουργούν περαιτέρω λέπτυνση της λεκάνης. Σχεδόν όλες οι ζώνες εμφανίζουν κοινά χαρακτηριστικά ως προς το πεδίο των τάσεων και τη διεύθυνση των σεισμικών-ενεργών ρηγμάτων, γεγονός που επιβεβαιώνει τη σημαντική επίδραση του προϋπάρχοντος ιστού στον τρόπο που εκδηλώνεται με σεισμούς η ενεργός παραμόρφωση στα υφιστάμενα ρήγματα.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Aki, K. & Richards, P., *Quantative Seismology: Theory and methods,* Freeman, San Fransisco, Calofornia, 557 pp, 1980.

Angelier J. Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. Tectonophysics, 56: T17~T26, 1979a.

Angelier, J., Dumont, J. F., Karamandersei, H., Poisson, A., Sinsek, S., and Uysal, S. *Analyses of fault mechanisms and expansion of southwestern Anatolia since the late Miocene. Tectonophysics* 75:T1-T9., 1981.

Angelier, J., Tarantola, A., Valette, B. and Manoussis, S. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress.-I. Single phase fault populations: A new method of computing the stress tensor. *Geophys. J. R. Astron. Soc.,* 69, 607-621, 1982.

Armijo, R.; Cisternas, A.. Un probléme inverse en microtectonique cassante. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences,* Paris, Vol. 287, p. 595-598., 1978.

Armijo, R.; Carey, E.; Cisternas, A. The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases. *Tectonophysics,* Vol. 82, p. 145-160., 1982.

Βαμβακάρης, Δ., Μελέτη της ενεργού τεκτονικής και της παραμόρφωσης στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μυγδονίας (Β. Ελλάδα) με τη συνδυαστική χρήση σεισμικών και νεοτεκτονικών δεδομένων. *Διπλωματική εργασία. Τομέας Γεωφυσικής, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.,* 2001.

Bolt, B. A., Earthquakes., W. H. Freeman and Co., New York, 282p., 1988.

Bott, M. H. P., The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Mag.,* 96, 109-117, 1959.

Christodoulou, A., Etude Sismotectonique et Inversion Tridimensionnelle en Grece du Nord. PhD thesis, University of Grenoble I, pp. 181, 1986.

Delibasis, N.D. Focal mechanism of earthquakes of intermediate focal depth in the arc of Greece and the distribution of their macroseismic intensities. *Ph. D. Thesis, Univ. Athens*, 1-105, 1968.

Δημοσθένους, Ε., Καμπύλες απόκρισης των σεισμολογικών σταθμών του μονίμου τηλεμετρικού δικτύου του Εργαστηρίου Γεωφυσικής. *Διπλωματική εργασία Τομέας Γεωφυσικής, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.,* 1998.

Etchecopar, A., Vasseur, G. & Daignieres, M. 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. J. Struct. Geol. 3, 51-65.

Gephart, J. W., and Forsyth, D. W., An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: Application to the San Fernando earthquake sequence: *Jour. Geophys. Res.,* v.89, no. B11, p. 9305-9320, 1984

Gephart, J. W., Stress and the direction of slip on fault planes. *Tectonics,*v. 9, no. 4, p. 845-858, 1990a

Gephart, J. W. FMSI: A FORTRAN program for inverting fault/slickenside and earthquake focal mechanism data to obtain the regional stress tensor. *Computers & Geosciences.* Vol. 16, no. 7, p. 953-989, 1990b

Hatzfeld, D., Christodoulou, A.A., Scordilis, E.M., Panagiotopoulos, D., and P.M. Hatzidimitriou,. A microearthquake study of the Mygdonian graben (northern Greece). *Earth and Planetary Science Letters,* 81*,* 379-396., 1987.

Hatzfeld, D., G. Pedotti, P., Hatzidimitriou, D., Panagiotopoulos, M., Scordilis, J., Drakopoulos, K., Makropoulos, N., Delibasis, J., Latoussakis, J., Baskoutas, and M. Frogneux, The Hellenic subduction beneath the Peloponesse: First results of a microearthquake study, *Earth. Planet. Sci. Lett*., 93, 283-291, 1988.

Hatzidimitriou, P.M., Scordilis, E.M., Papadimitriou, E.E., Hatzfeld, D. and Christodoulou, A.A. Microearthquake study of the Thessaloniki area (northern Greece). *Terra Nova*, 3, 648-654, 1992.

Kiratzi, A.A. and Langston, Ch.A. Estimation of earthquake source parameters of the May 4, 1972 event of the Hellenic arc by the inversion of waveform data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 57, 225-232, 1989.

Kiratzi, A.A. and Langston, Ch.A. Moment tensor inversion of the January 17, 1983 Kefallinia event, Ionian islands (Greece). *Geoph. J. Int.*, 105, 529-535, 1991.

Lahr, J.C., HYPOELLIPSE: A computer program for determining local earthquake hypocentral parameters, magnitude and first-motion pattern, Y2K Version, USGS Open-File Report 99-23, 1999.

Lay, T. and T. Wallas, Modern Global Seismology, *Academic Press*, 1995.

Loohuis, J. and T. van Eck, Simultaneous focal mechanism and stress tensor inversion using a genetic algorithm, *Physics and Chemistry of the Earth*, 21, no. 4, 267 - 271, 1996.

Louvari, H.K., Kiratzi, A.A. and Papazachos, B.C. Further evidence for strike - slip faulting in the Ionian islands: The Lefkada fault. *IASPEI 29th General Assembly, Thessaloniki, 18-29 August 1997*, 1997.

McKenzie, D. P., The relationship between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses: Bull. Seismol. Soc. America, v.59, no. 2, p. 591-601., 1969.

McKenzie, D. P., Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 30, 109-185., 1972.

McKenzie, D. P., Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: The Aegean sea and surrounding regions, *Geophys. J. R. Atron. Soc., 55*, 217-254, 1978.

Mountrakis, D., Psilovikos, A. and Papazachos, B.C. The geotectonic regime of the 1978 Thessaloniki earthquake. *The Thessaloniki, Northern Greece, Earthquake of June 20, 1978 and its Seismic Sequence, Ed. B. C. Papazachos and P. G. Carydis*, 11-27, 1983.

Μουντράκης, Δ. Γεωλογία της Ελλάδας. Univ. Stud. Press, Θεσσαλονίκη. 1985.

Μουντράκης, Δ., Κίλιας, Α., Παυλίδης, Σ., Κουφός, Γ., Σπυρόπουλος, Ν., Τρανός, Μ., Παπαζάχος, Κ., Ζούρος, Ν. & Φασουλάς, Χ.. Χάρτης Ενεργών Ρηγμάτων του Ελληνικού Χώρου, Περιοχή Μακεδονίας, κλίμακα 1:300.000, Έκθεση ΟΑΣΠ, 1-106., 1995.

Μουντράκης, Δ., Κίλιας, Α., Παυλίδης, Σ., Ψιλοβίκος, Α., Βαβλιάκης, Ε., Συρίδης, Γ., Σκορδύλης, Ε., Τρανός, Μ., Σπυρόπουλος, Ν., Ζούρος, Ν., Φασουλάς, Χ.. Κινηματική και Δυναμική της Νεοτεκτονικής Παραμόρφωσης στην περιοχή Βόλβης-Ανατολικής Χαλκιδικής. Σύνταξη του Νεοτεκτονικού Χάρτη, Φύλλο Ροδολίβος, Θεσσαλονική, 1-60., 1994.

Μουντράκης, Δ., Κίλιας, Α., Παυλίδης, Σ., Σωτηριάδης, Λ., Ψιλοβίκος, Α., Αστάρας, Θ., Βαβλιάκης, Ε., Κουφός, Γ., Δημόπουλος, Γ., Σούλιος, Γ., Χρηστάρας, Β., Σκορδύλης, Μ., Τρανός, Μ., Σπυρόπουλος, Ν., Πάτρας, Δ., Συρίδης, Γ., Λαμπρινός, Ν. & Λάγγαλης, Θ., Νεοτεκτονικός Χάρτης της Ελλάδας, φύλλο Λαγκαδά, κλίμακας 1:100.000. Εκδοση Οργανισμού Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας (ΟΑΣΠ) και του Ευρωπαϊκού Κέντρου Πρόληψης και Πρόγνωσης των Σεισμών (ΕΚΠΠΣ)., 1996a

Μουντράκης, Δ., Κίλιας, Α., Παυλίδης, Σ., Σωτηριάδης, Λ., Ψιλοβίκος, Α., Αστάρας, Θ., Βαβλιάκης, Ε., Κουφός, Γ., Δημόπουλος, Γ., Σούλιος, Γ., Χρηστάρας, Β., Σκορδύλης, Μ., Τρανός, Μ., Σπυρόπουλος, Ν., Πάτρας, Δ., Συρίδης, Γ., Λαμπρινός, Ν. & Λάγγαλης, Θ., Νεοτεκτονικός Χάρτης της Ελλάδας, φύλλο Θεσσαλονίκη, κλίμακας 1:100.000. Εκδοση Οργανισμού Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας (ΟΑΣΠ) και του Ευρωπαϊκού Κέντρου Πρόληψης και Πρόγνωσης των Σεισμών (ΕΚΠΠΣ)., 1996b.

Μουντράκης, Δ., Κίλιας, Α., Παυλίδης, Σ., Σωτηριάδης, Λ., Ψιλοβίκος, Α., Αστάρας, Θ., Βαβλιάκης, Ε., Κουφός, Γ., Δημόπουλος, Γ., Σούλιος, Γ., Χρηστάρας, Β., Σκορδύλης, Μ., Τρανός, Μ., Σπυρόπουλος, Ν., Πάτρας, Δ., Συρίδης, Γ., Λαμπρινός, Ν. & Λάγγαλης, Θ.. Ειδική έκδοση του Νεοτεκτονικού Χάρτη της Ελλάδας, φύλλο Λαγκαδάς (Επεξηγηματικό τεύχος). Εκδοση Οργανισμού Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας (ΟΑΣΠ) και του Ευρωπαϊκού Κέντρου Πρόληψης και Πρόγνωσης των Σεισμών (ΕΚΠΠΣ), 1-79., 1997a.

Μουντράκης, Δ., Κίλιας, Α., Παυλίδης, Σ., Σωτηριάδης, Λ., Ψιλοβίκος, Α., Αστάρας, Θ., Βαβλιάκης, Ε., Κουφός, Γ., Δημόπουλος, Γ., Σούλιος, Γ., Χρηστάρας, Β., Σκορδύλης, Μ., Τρανός, Μ., Σπυρόπουλος, Ν., Πάτρας, Δ., Συρίδης, Γ., Λαμπρινός, Ν. & Λάγγαλης, Θ.. Ειδική έκδοση του Νεοτεκτονικού Χάρτη της Ελλάδας, φύλλο Θεσσαλονίκης (Επεξηγηματικό τεύχος). Εκδοση Οργανισμού Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας (ΟΑΣΠ) και του Ευρωπαϊκού Κέντρου Πρόληψης και Πρόγνωσης των Σεισμών (ΕΚΠΠΣ). 1997b.

Μουντράκης, Δ., Κίλιας, Α., Τρανός, Μ., Θωμαΐδου, Ε., Παπαζάχος, Κ., Καρακαΐσης, Γ., Σκορδύλης, Ε., Χατζηδημητρίου, Π., Παπαδημητρίου, Ε., Βαργεμέζης, Γ., Αηδονά, Ε., Καραγιάννη, Ε., Βαμβακάρης, Δ. και Σκαρλατούδης, Α., Προσδιορισμός των χαρακτηριστικών και της σεισμοτεκτονικής συμπεριφοράς των κύριων σεισμικών-ενεργών ρηγμάτων του βορείου ελληνικού χώρου με τη χρήση νεοτεκτονικών και σεισμικών δεδομένων. Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας (ΟΑΣΠ)., 2003.

Παναγιωτόπουλος, Δ. Καμπύλες χρόνων διαδρομής και δομή του φλοιού στο νότιο Βαλκανικό χώρο. Διδακτ. Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης., 1984.

Papadimitriou, E.E. Focal mechanism along the convex side of the Hellenic arc and its tectonic significance. *Bull. Geof. Teor. Appl.*, 35, 401-426, 1993.

Papazachos, B.C. A contribution to the research on the focal mechanism of earthquakes in Greece. *Ph. D. Thesis, Univ. Athens*, 1-75, 1961.

Papazachos, B. C., and N. D. Delibasis, Tectonic stress field and seismic faulting in the area of Greece, *Tectonophysics, 7*, 231-255, 1969.

Papazachos, B., Mountrakis, D., Psilovikos, A. & Leventakis, G.. Surface fault traces and fault plane solutions of May-June 1978 major shokes in the Thessaloniki area, Greece. Tectonophysics 53, 171-183., 1979a.

Papazachos, B. C., Mountrakis, D., Psilovikos, A. & G. Leventakis. Focal properties of the 1978 earthquakes in the Thessaloniki area. Bulgarian Geophys. J., 6, 72-80., 1979b.

Papazachos, B. C. Measures of the earthquake size in the area of Greece. *1st Scientific Congress of the Hellenic Geophysical Union, Athens, April 1989,* 437-447. , 1989.

Papazachos, B. C. and Papazachou, K. The earthquakes of Greece, Ziti Publi., 304pp., Thessaloniki, Greece, 1997.

Papazachos, B.C., Comninakis, P.E., Karakaisis, G.F., Karakostas, B.G., Papaioannou, Ch.A., Papazachos, C.B. and Scordilis, E.M.. A catalog of earthquakes in Greece and surrounding area for the period 550BC-1999. *Publ. Geoph. Lab., Univ. Thessaloniki*, 1, 338pp., 2000.

Papazachos, C. B. and Kiratzi, A. A., A formulation for reliable estimation of active crustal deformation and its application to central Greece, *Geophys. J. Int. 111*, 424-432., 1992.

Papazachos, C. B., and G. Nolet, P and S deep velocity structure of the Hellenic area obtrained by robust non-linear inversion of travel times, *J. Geophys. Res., 102*, 8349-8367, 1997.

Papazachos, C. B., Crustal P and S velocity structure of the Serbomacedonian massif (Northern Greece) obtained by non-linear inversion of travel times, Geophys. J. Int., 134, 25-39, 1998.

Papazachos, C. B., Karakostas, V. G. and Scordilis, E. M., Crustal and upper mantle structure of the Kozani-Grevena and surrounding area obtained by non-linear inversion of P and S travel times, J. Geodynamics, 26, 353-365, 1998.

Papazachos C. B. and Scordilis, E. M., Crustal structure of the Rhodope and surrounding area obtained by non-linear inversion of P and S travel times and its tectonic implication, Acta Vulcanologica, 10, 339-345, 1998.

Παπαζάχος, Β. Εισαγωγή στη σεισμολογία. Β' Έκδοση, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, σελ. 382., 1997

Παπαζάχος, Β. και Παπαζάχου, Α., Οι σεισμοί της Ελλάδας. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, σελ. 304., 1997.

Παραδεισοπούλου, Π. Μικροσεισμική μελέτη της ευρύτερης περιοχής της Θεσσαλονίκης. Διατριβή Ειδίκευσης. Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., 2003.

Parker, R. L., and McNutt, M. K., Statistics for the one-norm misfit measure. *J. Geophys. Res., 85*, 4429-4430, 1980

Pavlidis, S.B. and Kilias, A.A. Neotctonic and active faults along the Servomacedonian zone (SE Chalkidiki, northern Greece). *Annales Tectonicae,* Vol. I, n. 2, 9-104, 1987

Psilovikos, A and Sotiriadis, L., The neotectonic graben complex of the Sevomacedonian massif at the area of Promygdonia basin, in northern Greece, *Clausthaler Geol. Abh.,* 44, 21-53., 1983.

Raleigh, C. B., Healy, J. H. and J. D. Bredehoeft. Faulting and crustall stress at Rangely, Colorado, in Flow and Fracture of Rocks. Geophys. Monogr. Ser., vol 16 edited by H.C. Heard et al., pp. 275-284. AGU. Washington, C.C., 1972.

Reasenberg, P. and Oppenheimer, D., "FPFIT, FPPLOT and FPPAGE: Fortan computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions" USGS open-file report no. 85-739, p.109.,1985.

Ritsema, A.R. The earthquake mechanism of the Balkan region. *R. Netherl. Meteorol. Inst. Sci. Rep.*, 74, 1-36, 1974.

Sbar, M. L., Delineation and interpretation of seismotectonic domains in western North America. J.Geophys. Res., 87. 3919-3928, 1982.

Scordilis, E., Theodoulidis, N., Hatzidimitriou, P., Panagiotopoulos, D and Hatzfeld, D. Microearthquake study and near-field seismic wave attenuation in the Mygdonian graben, North Greece. *Geologica Rhodopica, vol. 1,* 1989.

Σκορδύλης, Ε., Μικροσεισμική μελέτη της Σερβομακεδονικής ζώνης και των γύρω περιοχών. Διδακτ. Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης., 1985.

Soufleris, Ch. and Stewart, G., A source study of the Thessaloniki (N. Greece) 1978 earthquake sequence. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 67, 343-358, 1981.

Soufleris, C., Jackson, J.A., King, G.C.P. and Spencer, C.P. Thessaloniki 1978 earthquakes: Locally recorded aftershocks. "The Thessaloniki, northern Greece, earthquake of June 20, 1978 and its seismic sequence", Papazachos, B.C. and Carydis, P.G. editors. Thessaloniki, 159-185, 1983.

Tapley, W. C. and J. E. Tull, SAC - Seismic Analysis Code: Users Manual, *Lawrence Livermore National Laboratory*, Revision 4, 388 pp., March 20, 1992.

Tull, J.E. (1987), "SAC – Seismic Analysis Code. Tutorial guide for new users." Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, CA. UCRL-MA-112835

Taymaz, T., Jackson, J. and R. Westaway. Earthquake mechanisms in the Hellenic trench near Crete. *Geophys.J.Int.*, 102, 695-731, 1990.

Taymaz, T., Jackson, J. and D. McKenzie, Active tectonics of the north central Aegean Sea, *Geophys. J. Int., 106*, 433-490, 1991.

Tranos, M. D., Papadimitriou E. E. & Kilias, A. A.. Thessaloniki-Gerakarou Fault Zone (TGFZ): The western extension of the 1978 Thessaloniki earthquake fault (Northern Greece) and seismic hazard assessment. J. Struct. Geol.., 2003.

Tranos, M. D., Meladiotis, I. D. and Tsolakopoulos, E. P. Geometrical characteristics, scaling properties and seismic behaviour of the faulting of the Chortiatis region and

Anthemountas basin (Northern Greece). *5th Internationa, Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Thessaloniki,* 2004.

Τρανός, Μ. Δ.. Συμβολή στη μελέτη της νεοτεκτονικής παραμόρφωσης στο χώρο του Βορείου Αιγαίου και της Κεντρικής Μακεδονίας. Διδακτ. Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης., 1998.

Twiss, R.J. and J.R. Unruh., Analysis of Fault-Slip Inversions: Do They Constrain Stress or Strain Rate? Jour. Geophys. Res., 103(B6): 12205-12222., 1998.

Vamvakaris, D.A., Papazachos, C.B., Savvaidis, P.D., Tziavos, I.N., Karagianni, E.E., Scordilis, E.M. and Hatzidimitriou, P.M. Stress-field and time-variation of active crustal deformation in the Mygdonia basin based on the joined interpretation of seismological, neotectonic and geodetic data, *EGS-AGU-EUG Joint Assembly*, Nice, France, April 2003.

Wessel, P. and Smith, W. H. F., The Generic Mapping Tools (GMT) software., 1995.

Zoback, M. L., First- and Second-order Patterns of Stress in the Litosphere: the World Stress Map Project; Journal of Geophysical Research, v.97, p. 11703-11728., 1992.

Zoback, M.L., and Zoback, M.D., State of stress in the conterminous United States: Journal of Geophysical Research, v. 85, no B11, p. 6113-6156., 1980.

Ψιλοβίκος, Α., Παλαιογεωγραφική εξέλιξις της λεκάνης και της λίμνης της Μυγδονίας (Λαγκαδά-Βόλβης). Διδακτ. Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης., 1977.

Εργαστήριο Γεωφυσικής Α.Π.Θ. Site: http://lemnos.geo.auth.gr/the_seisnet/gr/network.htm

Harvard CMT catalog search. Site: http://www.seismology.harvard.edu/

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

Μηχανισμοί γένεσης για τους 50 σεισμούς που υπολογίστηκαν με το νέο τροποποιημένο πρόγραμμα
FPFIT

19900521 9:49 18.95
40N39.00 232 7.80
DEPTH = 7.70 KM
MAG = 0.00
RMS = 0.71 S
DMIN = 14 KM
AZM GAP = 72
# FM = 9
ERH = 0.5 KM
ERZ = 1.5 KM
MISFIT = 0.20 (+.06)
STDR = 0.43
STRIKE UNCERTAINTY = 3
DIP UNCERTAINTY = 8
RAKE UNCERTAINTY = 15
% MACHINE PICKS = 0
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
AGRG 70 299 96 EP+0
ALIT 82 222 95 EP+0
PAIG 93 150 72 EP-0
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc
ALIT 50,90,110
ATHE
AGRG
140,20,0
PAIG
AKNT
ASRS
ASOH
AFNA
AOUR
T
P
UP DWN
O ○ DILATATION
+ + COMPRESSION

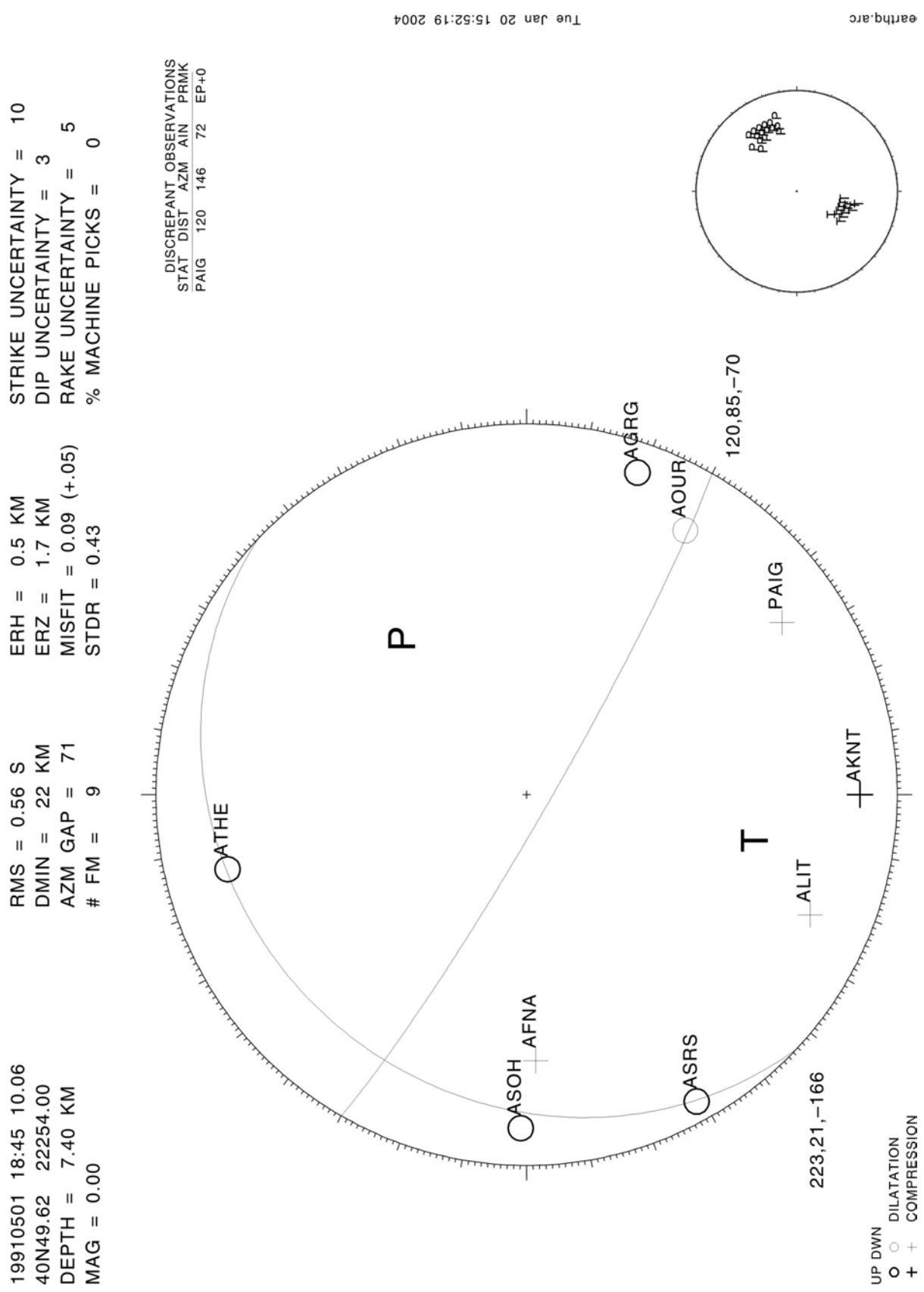
19900714 15:49 48.22
40N29.40 23237.70
DEPTH = 2.50 KM
MAG = 0.00
RMS = 1.41 S
DMIN = 34 KM
AZM GAP = 123
# FM = 10
ERH = 0.5 KM
ERZ = 1.5 KM
MISFIT = 0.10 (+.05)
STDR = 0.47
STRIKE UNCERTAINTY = 10
DIP UNCERTAINTY = 8
RAKE UNCERTAINTY = 10
% MACHINE PICKS = 0
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
AIGT 301 250 53 EP-0
ALIT 106 246 91 EP+0
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc
PAIG
ALIT
ATHE
AKNT
ASOH
ASRS
AAGG
AIGT
AFNA
AOUR
T
P
321,70,-86
130,20,-100
UP DWN
O ○ DILATATION
+ + COMPRESSION

19900813 11: 5 36.87
40N40.80 23230.60
DEPTH = 3.90 KM
MAG = 0.00
RMS = 0.41 S
DMIN = 46 KM
AZM GAP = 162
# FM = 6
ERH = 0.7 KM
ERZ = 4.1 KM
MISFIT = 0.07 (+.06)
STDR = 0.58
STRIKE UNCERTAINTY = 10
DIP UNCERTAINTY = 18
RAKE UNCERTAINTY = 10
% MACHINE PICKS = 0
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
ALIT 108 234 92 EP+0
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc
PAIG
ALIT
ATHE
AGRG
AKNT
ASRS
T
P
100,40,-80
267,51,-98
UP DWN
O ○ DILATATION
+ + COMPRESSION

19901013 4:12 8.83 (MULTIPLE)
40N40.80 23223.40
DEPTH = 2.50 KM
MAG = 0.00
RMS = 0.39 S
DMIN = 16 KM
AZM GAP = 79
# FM = 11
ERH = 1.1 KM
ERZ = 2.6 KM
MISFIT = 0.09 (+.05)
STDR = 0.51
STRIKE UNCERTAINTY = 5
DIP UNCERTAINTY = 10
RAKE UNCERTAINTY = 20
% MACHINE PICKS = 0
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
ATHE 36 262 94 IPC0
23,80,118
130,30,20
AOUR
AFNA
AIGT
AALIT
AATHE
AAALN
AAGRG
AAGG
AKNT
ASOH
ASRS
T
P
UP DWN
DILATATION
COMPRESSION
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc

19901013 21:16 57.57
40N41.40 23221.00
DEPTH = 5.00 KM
MAG = 0.00
RMS = 0.93 S
DMIN = 15 KM
AZM GAP = 103
# FM = 7
ERH = 0.7 KM
ERZ = 1.7 KM
MISFIT = 0.10 (+.06)
STDR = 0.50
STRIKE UNCERTAINTY = 10
DIP UNCERTAINTY = 8
RAKE UNCERTAINTY = 10
% MACHINE PICKS = 0
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
ALIT 98 228 93 EP-0
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc
60,35,-80
228,56,-97
ALIT
ATHE
AGRG
AKNT
ASOH
ASRS
AFNA
T
P
UP DWN
O ○ DILATATION
+ + COMPRESSION

19901112 10:34 55.02 (MULTIPLE)
40N31.20 23239.60
DEPTH = 2.80 KM
MAG = 0.00
RMS = 1.20 S
DMIN = 34 KM
AZM GAP = 132
# FM = 6
ERH = 0.5 KM
ERZ = 4.0 KM
MISFIT = 0.03 (+.06)
STDR = 0.35
STRIKE UNCERTAINTY = 5
DIP UNCERTAINTY = 20
RAKE UNCERTAINTY = 70
% MACHINE PICKS = 0
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
AGRG 117 295 91 EP-0
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc
6,51,133
PAIG
AOUR
AGRG
ASOH
AKNT
30,55,50
ASRS
T
P
UP DWN
O ○ DILATATION
+ + COMPRESSION


19910501 18:45 10.06
40N49.62 22254.00
DEPTH = 7.40 KM
MAG = 0.00
RMS = 0.56 S
DMIN = 22 KM
AZM GAP = 71
# FM = 9
ERH = 0.5 KM
ERZ = 1.7 KM
MISFIT = 0.09 (+.05)
STDR = 0.43
STRIKE UNCERTAINTY = 10
DIP UNCERTAINTY = 3
RAKE UNCERTAINTY = 5
% MACHINE PICKS = 0
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
PAIG 120 146 72 EP+0
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc
P
T
ATHE
AGRG
AOUR
120,85,−70
PAIG
AKNT
ALIT
ASOH
AFNA
ASRS
223,21,−166
UP DWN
DILATATION
COMPRESSION

19910703 2:30 31.82
40N36.48 232 0.12
DEPTH = 14.80 KM
MAG = 0.00
RMS = 0.43 S
DMIN = 4 KM
AZM GAP = 101
# FM = 6
ERH = 0.7 KM
ERZ = 1.5 KM
MISFIT = 0.12 (+.06)
STDR = 0.44
STRIKE UNCERTAINTY = 0
DIP UNCERTAINTY = 10
RAKE UNCERTAINTY = 5
% MACHINE PICKS = 0
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
ASRS 75 41 95 EP+0
PAIG 95 142 94 EP+0
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc
ALIT44,61,168
AGRG
140,80,30
ATHE
AKNT
ASRS
PAIG
T
P
UP DWN
O ○ DILATATION
+ + COMPRESSION

19910918 10: 8 3.00
40N37.98 22258.44
DEPTH = 5.80 KM
MAG = 0.00
RMS = 0.96 S
DMIN = 1 KM
AZM GAP = 91
# FM = 7
ERH = 0.6 KM
ERZ = 1.4 KM
MISFIT = 0.17 (+.06)
STDR = 0.67
STRIKE UNCERTAINTY = 10
DIP UNCERTAINTY = 10
RAKE UNCERTAINTY = 5
% MACHINE PICKS = 0
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
ASRS 75 44 94 EP+0
ATHE 1 263 172 IPC0
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc
90,55,–70
238,40,–116
AUT
PAIG
AOUR
ASOH
ASRS
AKNT
ATHE
P
T
UP DWN
O DILATATION
+ COMPRESSION

earthq.arc
Tue Jan 20 15:52:19 2004
19911029 6:49 34.43
40N49.92 22258.02
DEPTH = 0.90 KM
MAG = 0.00
RMS = 0.62 S
DMIN = 22 KM
AZM GAP = 144
# FM = 7
ERH = 0.6 KM
ERZ = 34.5 KM
MISFIT = 0.10 (+.06)
STDR = 0.39
STRIKE UNCERTAINTY = 10
DIP UNCERTAINTY = 8
RAKE UNCERTAINTY = 5
% MACHINE PICKS = 0
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
PAIG 117 149 90 EP+0
5,75,-90
185,15,-90
ATHE
ALIT
PAIG
AKNT
AOUR
ASOH
ASRS
P
T
UP DWN
O ○ DILATATION
+ + COMPRESSION

19920409 5:42 47.07
40N39.60 232 7.20
DEPTH = 1.20 KM
MAG = 0.00
RMS = 1.44 S
DMIN = 13 KM
AZM GAP = 68
# FM = 10
ERH = 0.6 KM
ERZ = 1.8 KM
MISFIT = 0.06 (+.05)
STDR = 0.55
STRIKE UNCERTAINTY = 5
DIP UNCERTAINTY = 13
RAKE UNCERTAINTY = 5
% MACHINE PICKS = 0
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
AAGG 194 201 53 EP-0
ALIT 82 221 91 EP-0
ASRS 65 38 91 EP-0
50,45,-80
216,46,-100
ALIT
ATHE
AGRG
AKNT
ASRS
ASOH
AAGG
AFNA
AOUR
PAIG
T
P
UP DWN
O ○ DILATATION
+ + COMPRESSION
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc

19920409 5:51 2.98
40N41.10 23211.82
DEPTH = 10.00 KM
MAG = 0.00
RMS = 1.25 S
DMIN = 20 KM
AZM GAP = 60
# FM = 11
ERH = 0.6 KM
ERZ = 1.0 KM
MISFIT = 0.04 (+.05)
STDR = 0.48
STRIKE UNCERTAINTY = 8
DIP UNCERTAINTY = 10
RAKE UNCERTAINTY = 5
% MACHINE PICKS = 0
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
AAGG 199 202 53 EP-0
AFNA 154 275 61 EP+0
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc
45,50,-60
183,48,-121
ATHE
AALN
AOUR
PAIG
AKNT
AGRG
AFNA
AIGT
ASOH
AAGG
ASRS
P
UP DWN
O ○ DILATATION
+ + COMPRESSION

earthq.arc
Tue Jan 20 15:52:19 2004
19920409 16:45 52.10
40N39.00 23227.60
DEPTH = 0.50 KM
MAG = 0.00
RMS = 1.19 S
DMIN = 21 KM
AZM GAP = 116
# FM = 10
ERH = 0.5 KM
ERZ = 1.6 KM
MISFIT = 0.19 (+.05)
STDR = 0.38
STRIKE UNCERTAINTY = 5
DIP UNCERTAINTY = 5
RAKE UNCERTAINTY = 5
% MACHINE PICKS = 0
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
AAGG 205 209 53 EP-0
AFNA 176 276 53 IP+0
AGRG 96 291 90 EP-0
ASRS 53 12 91 EP+0
PAIG 82 167 90 IP+0
ATHE
AKNT
AOUR
AGRG
AFNA
ALIT
AAGG
ASRS
PAIG
ASOH
150,20,-30
268,80,-107
T
P
UP DWN
O ○ DILATATION
+ + COMPRESSION

19920502 9:41 4.99
40N39.60 23231.20
DEPTH = 2.50 KM
MAG = 0.00
RMS = 1.17 S
DMIN = 23 KM
AZM GAP = 126
# FM = 9
ERH = 0.6 KM
ERZ = 1.6 KM
MISFIT = 0.01 (+.05)
STDR = 0.42
STRIKE UNCERTAINTY = 3
DIP UNCERTAINTY = 13
RAKE UNCERTAINTY = 5
% MACHINE PICKS = 0
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc
AOUR
AFNA
ALIT
ATHE
ASRS
AAGG
T
P
244,79,-100
15,-50
UP DWN
DILATATION
COMPRESSION

19921216 11:50 2.29
40N40.80 23222.20
DEPTH = 5.40 KM
MAG = 0.00
RMS = 0.65 S
DMIN = 16 KM
AZM GAP = 141
# FM = 9
ERH = 0.8 KM
ERZ = 1.8 KM
MISFIT = 0.09 (+.06)
STDR = 0.41
STRIKE UNCERTAINTY = 8
DIP UNCERTAINTY = 20
RAKE UNCERTAINTY = 10
% MACHINE PICKS = 0
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
AAGG 204 206 53 EP+0
PAIG 88 162 94 EP+0
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc
45,90,-100
315,10,0
PAIG
ALIT
ATHE
AGRG
AKNT
ASOH
ASRS
AAGG
AFNA
P
T
UP DWN
O ○ DILATATION
+ + COMPRESSION

19930124 5:34 16.20
40N36.00 22253.40
DEPTH = 7.70 KM
MAG = 0.00
RMS = 0.83 S
DMIN = 7 KM
AZM GAP = 102
# FM = 8
ERH = 0.7 KM
ERZ = 1.4 KM
MISFIT = 0.23 (+.05)
STDR = 0.62
STRIKE UNCERTAINTY = 8
DIP UNCERTAINTY = 10
RAKE UNCERTAINTY = 10
% MACHINE PICKS = 0
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
AGRG 57 314 98 EP-0
ALIT 65 212 97 EP+0
65,70,–110
292,28,–47
ALIT
AOUR
PAIG
AGRG
ATHE
ASOH
ASRS
AKNT
P
T
UP DWN
DILATATION
COMPRESSION
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc

19930418 18:50 36.58
40N27.60 23231.20
DEPTH = 2.20 KM
MAG = 0.00
RMS = 0.93 S
DMIN = 41 KM
AZM GAP = 72
# FM = 9
ERH = 0.6 KM
ERZ = 1.5 KM
MISFIT = 0.21 (+.06)
STDR = 0.33
STRIKE UNCERTAINTY = 3
DIP UNCERTAINTY = 3
RAKE UNCERTAINTY = 10
% MACHINE PICKS = 0
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
AALN 219 77 53 EP-0
AGRG 109 301 91 EP-0
AKNT 94 326 91 IP+0
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc
5,88,95
15,5,20
PATG
ALIT
AGRG
AALN
AKNT
ASOH
ASRS
AAGG
AOUR
P
T
UP DWN
O DILATATION
+ COMPRESSION

19930725 1: 0 21.62
40N26.40 23211.40
DEPTH = 6.90 KM
MAG = 0.00
RMS = 0.69 S
DMIN = 29 KM
AZM GAP = 62
# FM = 12
ERH = 1.0 KM
ERZ = 2.3 KM
MISFIT = 0.01 (+.05)
STDR = 0.55
STRIKE UNCERTAINTY = 3
DIP UNCERTAINTY = 10
RAKE UNCERTAINTY = 5
% MACHINE PICKS = 0
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc
305,30,-90
125,60,-90
PAIG
AFNA
AOUR
AIGT
AALN
ALIT
AAGG
ATHE
AGRI
AKNT
ASBS
SOH
P
T
UP DWN
DILATATION
COMPRESSION

19930725 12:19 50.25
40N27.60 232 9.60
DEPTH = 10.50 KM
MAG = 0.00
RMS = 1.01 S
DMIN = 25 KM
AZM GAP = 76
# FM = 9
ERH = 0.6 KM
ERZ = 1.6 KM
MISFIT = 0.07 (+.05)
STDR = 0.61
STRIKE UNCERTAINTY = 0
DIP UNCERTAINTY = 10
RAKE UNCERTAINTY = 15
% MACHINE PICKS = 0
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
ALIT 70 235 72 IPC0
ASRS 82 26 72 EP-0
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc
AKNT
AGRG
ASRS
AOUR
ATHE
PAIG
AAGG
ASOH
ALIT
P
T
100,60,-50
221,48,-138
UP DWN
O ○ DILATATION
+ + COMPRESSION

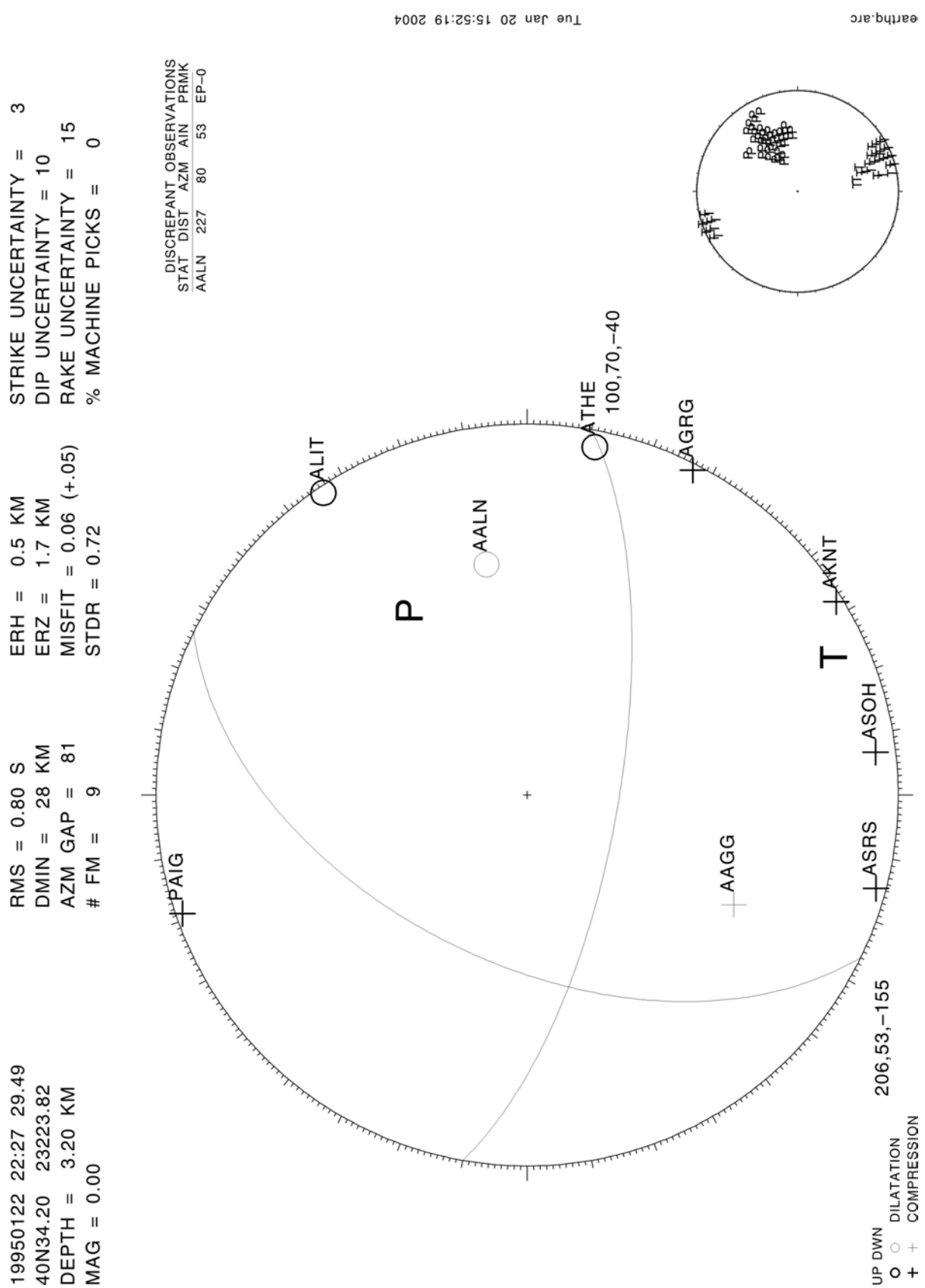
19930813 21:41 28.81
40N34.20 23233.00
DEPTH = 0.06 KM
MAG = 0.00
RMS = 1.22 S
DMIN = 32 KM
AZM GAP = 91
# FM = 8
ERH = 0.8 KM
ERZ = 1.5 KM
MISFIT = 0.06 (+.06)
STDR = 0.69
STRIKE UNCERTAINTY = 18
DIP UNCERTAINTY = 10
RAKE UNCERTAINTY = 15
% MACHINE PICKS = 0
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
ASRS 61 3 90 IP+0
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc
75,25,−80
244,65,−95
ASRS
ASOH
AKNT
ATHE
AFNA
AALN
AAGG
PAIG
T
P
UP DWN
O ○ DILATATION
+ + COMPRESSION

19931114 16:44 51.24 (MULTIPLE)
40N42.60 22244.40
DEPTH = 4.20 KM
MAG = 0.00
RMS = 0.76 S
DMIN = 21 KM
AZM GAP = 100
# FM = 9
ERH = 0.7 KM
ERZ = 1.8 KM
MISFIT = 0.07 (+.05)
STDR = 0.54
STRIKE UNCERTAINTY = 8
DIP UNCERTAINTY = 8
RAKE UNCERTAINTY = 5
% MACHINE PICKS = 0
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
PAIG 118 137 72 EP+0
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc
45,70,–110
272,28,–47
ALIT
AQUATHE
AFNA
ASOH
ASRS
AAGG
PAIG
AKNT
P
T
UP DWN
DILATATION
COMPRESSION

19940220 22:41 41.98
40N29.58 23231.98
DEPTH = 7.40 KM
MAG = 0.00
RMS = 0.89 S
DMIN = 40 KM
AZM GAP = 111
# FM = 8
ERH = 0.5 KM
ERZ = 1.9 KM
MISFIT = 0.15 (+.06)
STDR = 0.62
STRIKE UNCERTAINTY = 5
DIP UNCERTAINTY = 10
RAKE UNCERTAINTY = 20
% MACHINE PICKS = 0
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
AOUR 42 115 100 IPD0
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc
90,30,–20
197,80,–118
PAIG
AKNT
AOUR
AGRG
AAGG
ASRS
ASOH
ATHE
P
T
UP DWN
O DILATATION
+ COMPRESSION

1994040 20:48 13.67
40N41.16 23224.48
DEPTH = 6.80 KM
MAG = 0.00
RMS = 0.74 S
DMIN = 16 KM
AZM GAP = 147
# FM = 9
ERH = 0.6 KM
ERZ = 1.6 KM
MISFIT = 0.06 (+.06)
STDR = 0.49
STRIKE UNCERTAINTY = 5
DIP UNCERTAINTY = 13
RAKE UNCERTAINTY = 10
% MACHINE PICKS = 0
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
AAGG 207 207 53 EP-0
AFNA 171 274 53 EP-0
PAIG 87 165 94 IP+0
65,25,-100
256,65,-85
PAIG
AFNA
ATHE
AGRG
AKNT
ASOH
ALIT
AAGG
ASRS
T
P
UP DWN
O DILATATION
+ COMPRESSION
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc

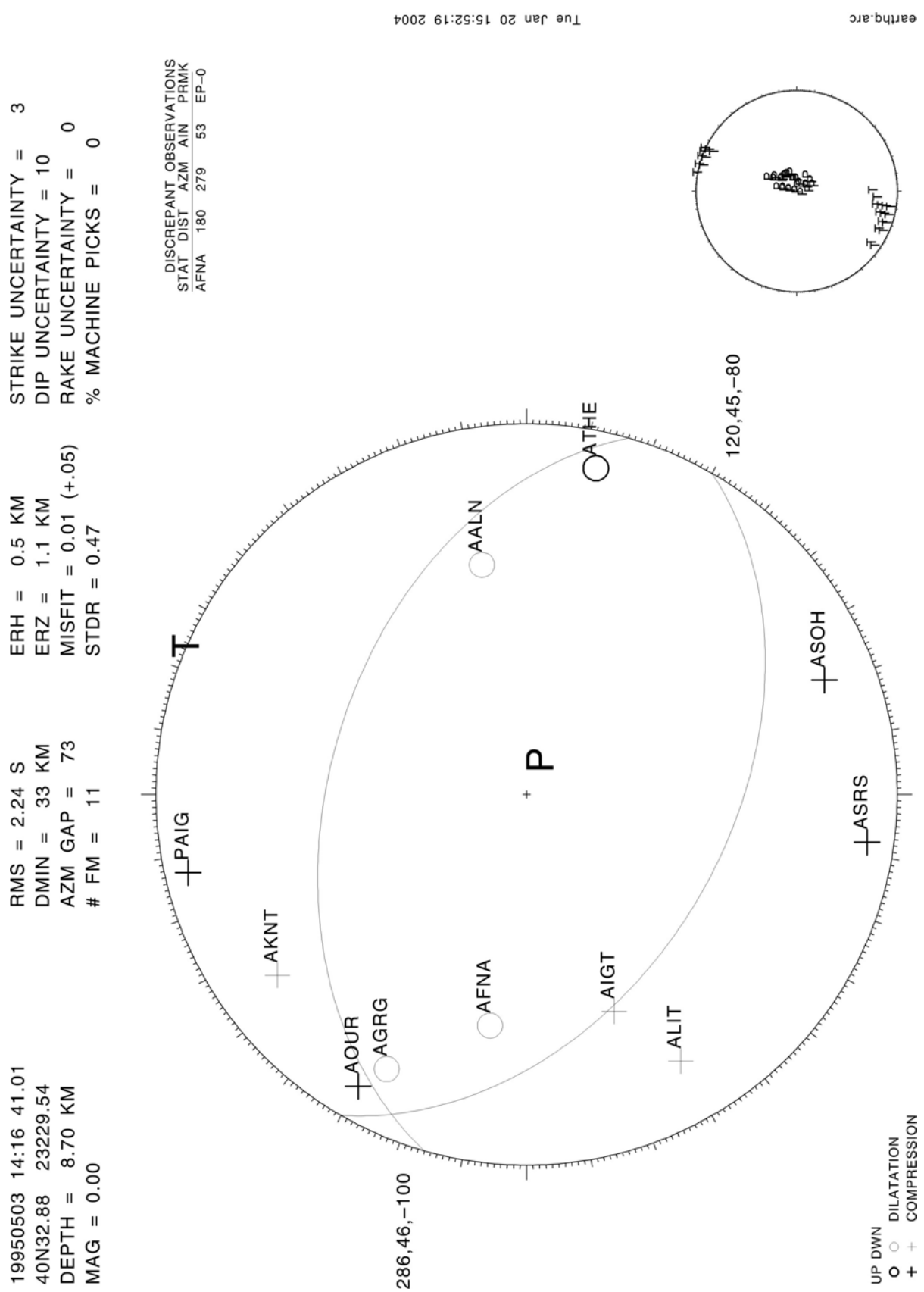
19940512 18: 1 0.25
40N50.70 22253.34
DEPTH = 0.50 KM
MAG = 0.00
RMS = 0.46 S
DMIN = 24 KM
AZM GAP = 92
# FM = 8
ERH = 0.9 KM
ERZ = 4.6 KM
MISFIT = 0.00 (+.06)
STDR = 0.60
STRIKE UNCERTAINTY = 6
DIP UNCERTAINTY = 32
RAKE UNCERTAINTY = 18
% MACHINE PICKS = 0
354,45,–80
160,46,–100
ATHE
AGRG
AOUR
PAIG
AKNT
ALIT
ASOH
AFNA
P
T
UP DWN
DILATATION
COMPRESSION
Tue Jan 20 14:33:02 2004
earthq.arc


19950122 22:27 29.49
40N34.20 23223.82
DEPTH = 3.20 KM
MAG = 0.00
RMS = 0.80 S
DMIN = 28 KM
AZM GAP = 81
# FM = 9
ERH = 0.5 KM
ERZ = 1.7 KM
MISFIT = 0.06 (+.05)
STDR = 0.72
STRIKE UNCERTAINTY = 3
DIP UNCERTAINTY = 10
RAKE UNCERTAINTY = 15
% MACHINE PICKS = 0
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
AALN 227 80 53 EP-0
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc
PAIG
ALIT
AALN
ATHE
100,70,-40
AGRG
AKNT
ASOH
ASRS
AAGG
P
T
206,53,-155
UP DWN
O ○ DILATATION
+ + COMPRESSION

19950122 22:35 24.94
40N34.68 23224.24
DEPTH = 4.90 KM
MAG = 0.00
RMS = 0.70 S
DMIN = 27 KM
AZM GAP = 81
# FM = 9
ERH = 0.5 KM
ERZ = 1.7 KM
MISFIT = 0.08 (+.05)
STDR = 0.70
STRIKE UNCERTAINTY = 3
DIP UNCERTAINTY = 10
RAKE UNCERTAINTY = 20
% MACHINE PICKS = 0
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
AALN 226 80 53 EP-0
ALIT 94 236 93 IP-0
ASRS 62 15 95 EP+0
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc
PAIG
ALIT
AALN
AGRG
AKNT
ASOH
ASRS
AAGG
P
T
95,60,-40
208,56,-143
UP DWN
O ○ DILATATION
+ + COMPRESSION

19950404 17:10 10.31
40N32.70 23237.50
DEPTH = 8.60 KM
MAG = 0.00
RMS = 1.24 S
DMIN = 38 KM
AZM GAP = 81
# FM = 11
ERH = 0.6 KM
ERZ = 1.2 KM
MISFIT = 0.00 (+.05)
STDR = 0.56
STRIKE UNCERTAINTY = 15
DIP UNCERTAINTY = 13
RAKE UNCERTAINTY = 10
% MACHINE PICKS = 0
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc
PAIG
AKNT
AOUR
AGRG
AFNA
AALN
ATHE
AIGT
ALIT
ASOH
ASRS
P
110,40,−70
265,53,−106
UP DWN
DILATATION
COMPRESSION

19950404 17:27 6.21
40N32.46 23237.08
DEPTH = 8.60 KM
MAG = 0.00
RMS = 1.37 S
DMIN = 38 KM
AZM GAP = 81
# FM = 11
ERH = 0.5 KM
ERZ = 1.1 KM
MISFIT = 0.10 (+.05)
STDR = 0.47
STRIKE UNCERTAINTY = 13
DIP UNCERTAINTY = 10
RAKE UNCERTAINTY = 0
% MACHINE PICKS = 0
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
AGRG 113 295 72 EP-0
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc
85,85,-60
184,30,-170
P
T
PAIG
AKNT
AOUR
AGRG
AFNA
AALN
AIGT
AAGG
ASRS
ASOH
ATHE
UP DWN
O ○ DILATATION
+ + COMPRESSION


19950503 14:16 41.01
40N32.88 23229.54
DEPTH = 8.70 KM
MAG = 0.00
RMS = 2.24 S
DMIN = 33 KM
AZM GAP = 73
# FM = 11
ERH = 0.5 KM
ERZ = 1.1 KM
MISFIT = 0.01 (+.05)
STDR = 0.47
STRIKE UNCERTAINTY = 3
DIP UNCERTAINTY = 10
RAKE UNCERTAINTY = 0
% MACHINE PICKS = 0
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
AFNA 180 279 53 EP-0
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc
PAIG
AKNT
AOUR
AGRG
AFNA
AIGT
ALIT
ASRS
ASOH
AALN
ATHE
P
T
120,45,-80
286,46,-100
UP DWN
O DILATATION
+ COMPRESSION

19950503 15:39 56.28
40N32.46 23238.52
DEPTH = 7.90 KM
MAG = 0.00
RMS = 1.53 S
DMIN = 37 KM
AZM GAP = 82
# FM = 11
ERH = 0.6 KM
ERZ = 1.3 KM
MISFIT = 0.01 (+.04)
STDR = 0.47
STRIKE UNCERTAINTY = 5
DIP UNCERTAINTY = 15
RAKE UNCERTAINTY = 5
% MACHINE PICKS = 0
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc
80,75,-70
205,25,-142
P
T
PAIG
AKNT
AOUR
AGRG
AFNA
AALN
AIGT
ALIT
ATHE
ASOK
ASRS
UP DWN
DILATATION
COMPRESSION

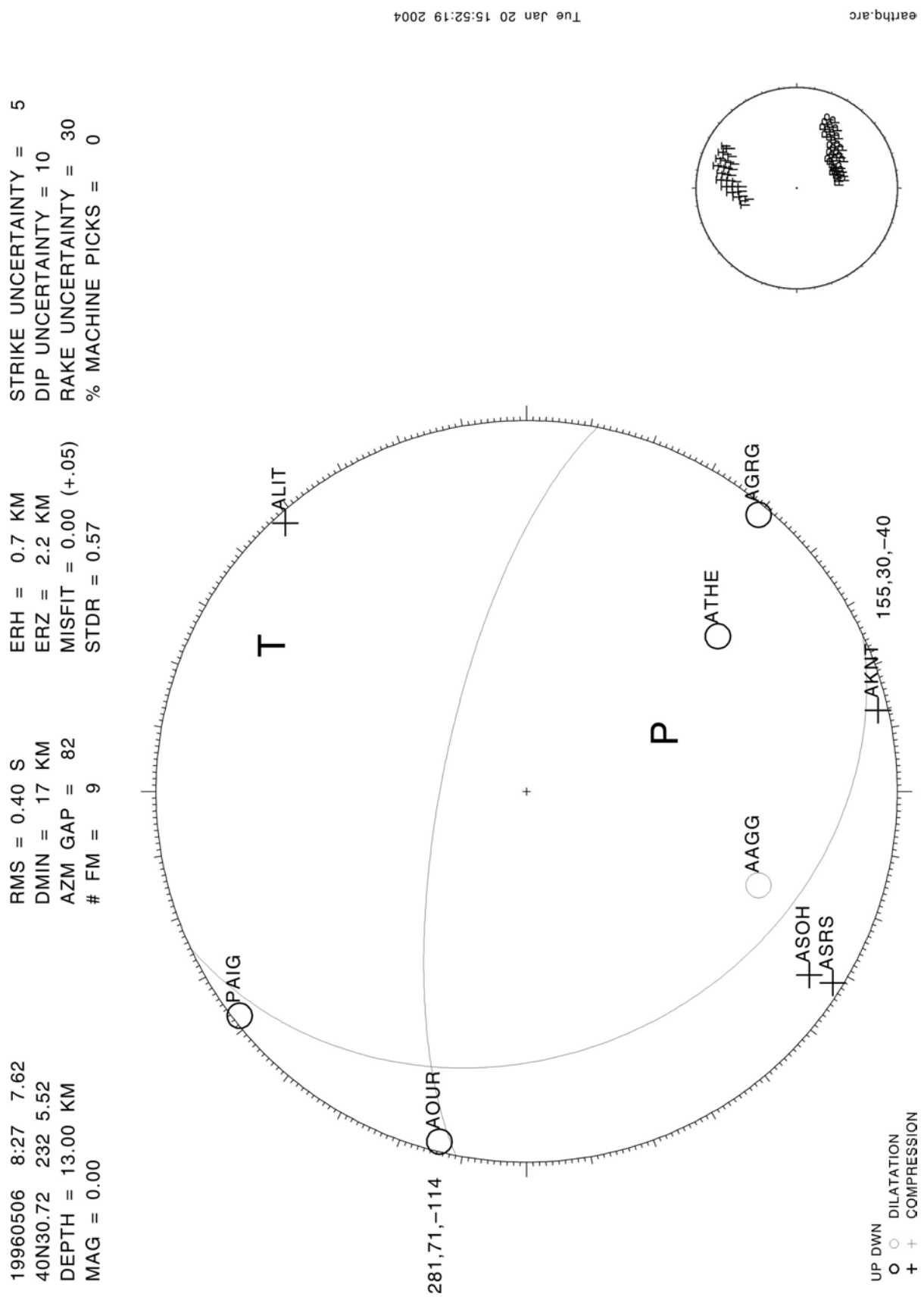
19950503 18:56 39.31 (MULTIPLE)
40N31.50 23237.44
DEPTH = 1.70 KM
MAG = 0.00
RMS = 1.26 S
DMIN = 37 KM
AZM GAP = 81
# FM = 9
ERH = 0.5 KM
ERZ = 1.3 KM
MISFIT = 0.00 (+.05)
STDR = 0.50
STRIKE UNCERTAINTY = 5
DIP UNCERTAINTY = 20
RAKE UNCERTAINTY = 10
% MACHINE PICKS = 0
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc
PAIG
ATHE
AGRG
115,45,–70
AKNT
ASOH
ASRS
AOUR
AFNA
AIGT
268,48,–109
T
P
UP DWN
DILATATION
COMPRESSION

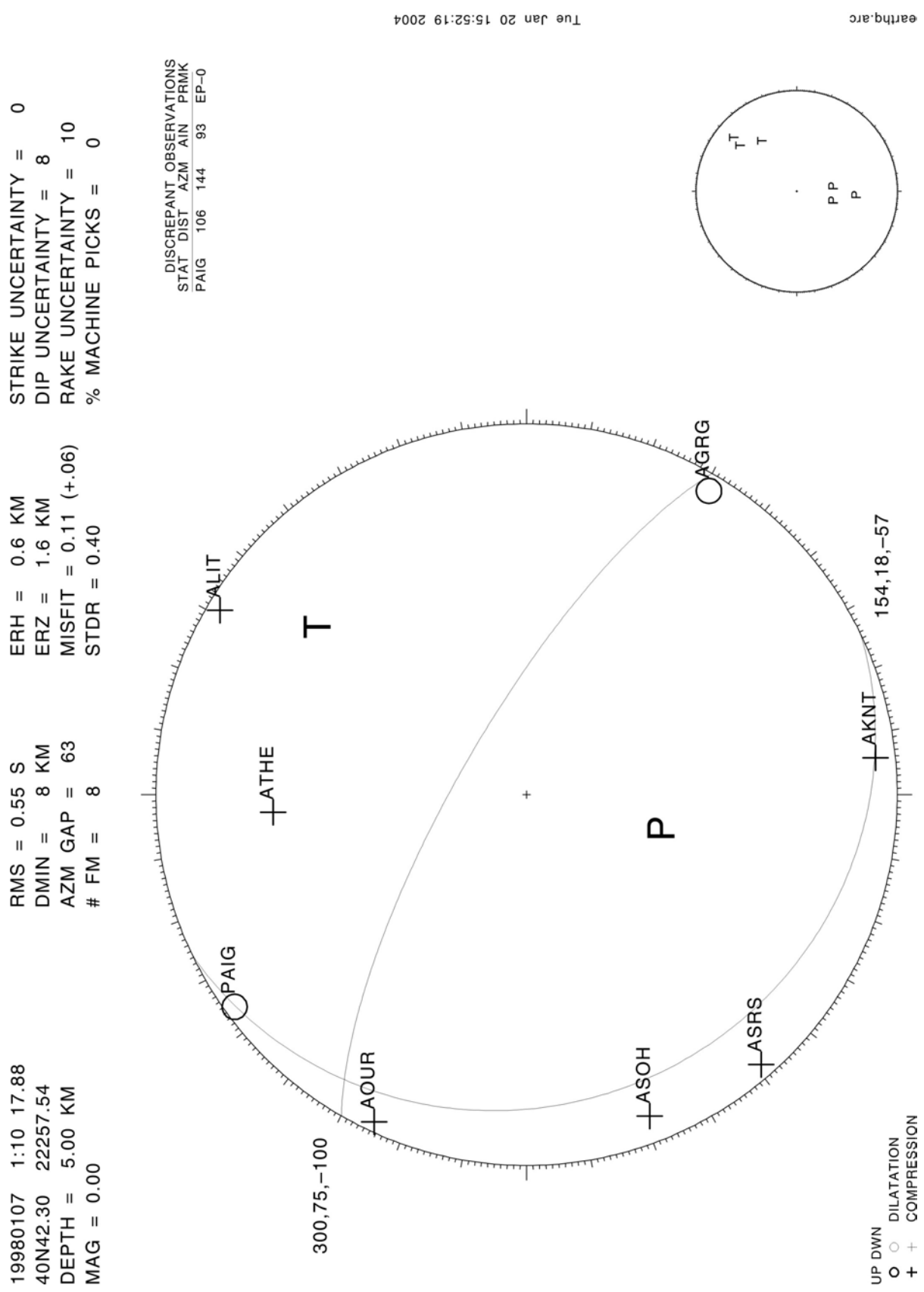
19950503 21:36 54.30
40N32.64 23238.58
DEPTH = 8.80 KM
MAG = 0.00
RMS = 0.72 S
DMIN = 37 KM
AZM GAP = 83
# FM = 10
ERH = 0.6 KM
ERZ = 1.4 KM
MISFIT = 0.00 (+.05)
STDR = 0.38
STRIKE UNCERTAINTY = 20
DIP UNCERTAINTY = 5
RAKE UNCERTAINTY = 10
% MACHINE PICKS = 0
earthq.arc
Tue Jan 20 15:52:19 2004
T
P
PAIG
AKNT
AOUR
AGRG
AFNA
AALN
ATHE
AIGT
ALIT
ASRS
272,74,–110
145,25,–40
UP DWN
DILATATION
COMPRESSION

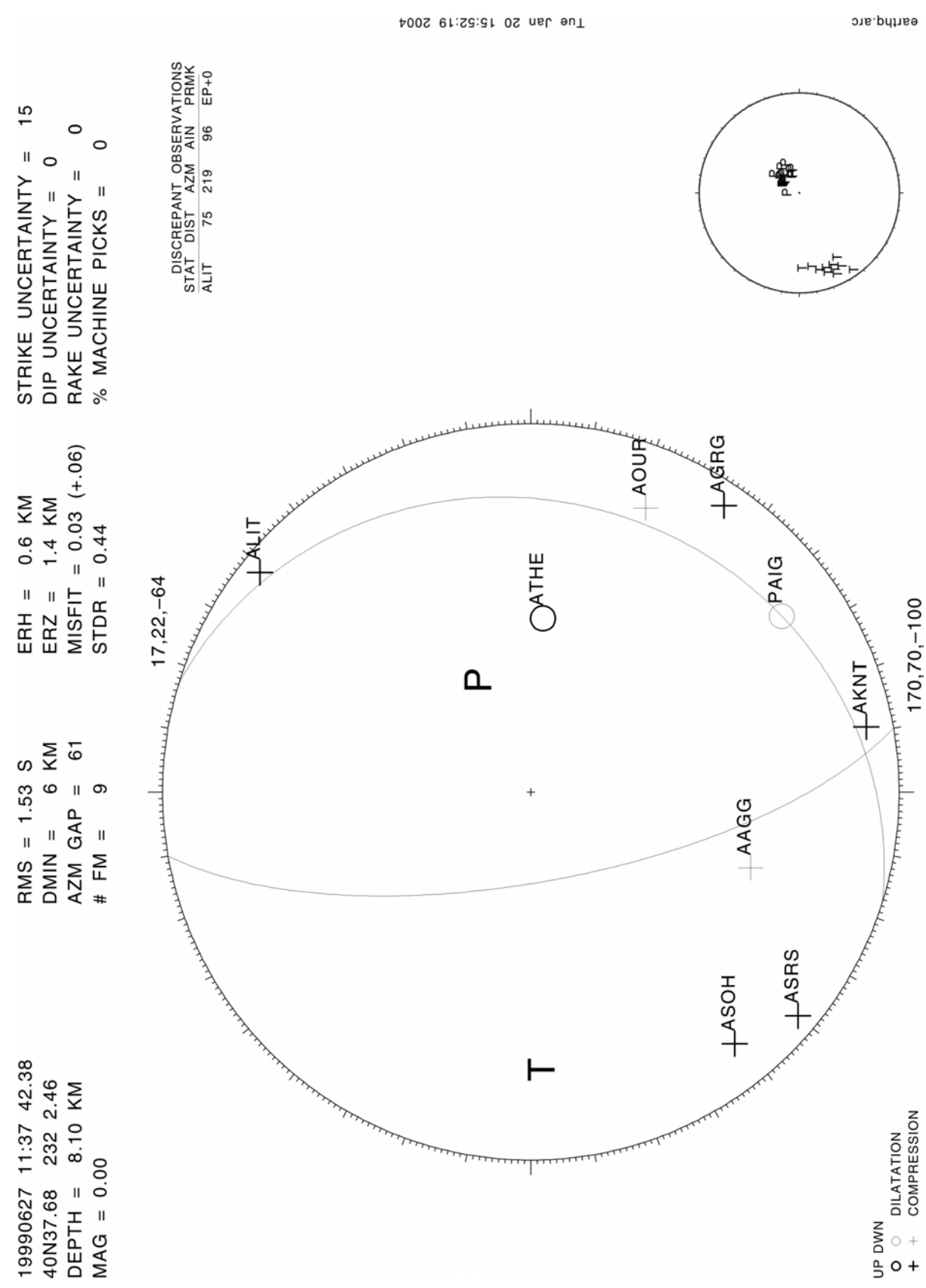
19950503 21:43 27.44
40N33.06 23239.42
DEPTH = 11.00 KM
MAG = 0.00
RMS = 1.36 S
DMIN = 36 KM
AZM GAP = 84
# FM = 11
ERH = 0.6 KM
ERZ = 2.1 KM
MISFIT = 0.00 (+.05)
STDR = 0.45
STRIKE UNCERTAINTY = 13
DIP UNCERTAINTY = 5
RAKE UNCERTAINTY = 5
% MACHINE PICKS = 0
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc
ASRS
ARNT
ASOH
AGRG
ATHE
AFNA
AALN
AIGT
ALIT
AOUR
PAIG
P
T
120,60,–70
264,36,–121
UP DWN
O ○ DILATATION
+ + COMPRESSION

19950504 0:34 10.76
40N32.46 23238.04
DEPTH = 9.90 KM
MAG = 0.00
RMS = 1.53 S
DMIN = 37 KM
AZM GAP = 82
# FM = 10
ERH = 0.6 KM
ERZ = 1.3 KM
MISFIT = 0.00 (+.05)
STDR = 0.58
STRIKE UNCERTAINTY = 5
DIP UNCERTAINTY = 8
RAKE UNCERTAINTY = 0
% MACHINE PICKS = 0
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc
75,65,–120
309,38,–43
ASRS
AOUR
AGRG
AFNA
AALN
AIGT
ALIT
ATHE
ASOH
PAIG
P
T
UP DWN
DILATATION
COMPRESSION

19950913 10:28 45.88 (MULTIPLE)
40N31.38 23210.08
DEPTH = 0.80 KM
MAG = 0.00
RMS = 0.66 S
DMIN = 21 KM
AZM GAP = 118
# FM = 8
ERH = 0.8 KM
ERZ = 4.1 KM
MISFIT = 0.12 (+.06)
STDR = 0.31
STRIKE UNCERTAINTY = 10
DIP UNCERTAINTY = 8
RAKE UNCERTAINTY = 5
% MACHINE PICKS = 0
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
PAIG 79 146 91 IP–0
ALIT 74 231 91 EP+0
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc
320,5,–90
140,85,–90
PAIG
ALIT
AGRG
AKNT
AASG
AASH
AAGG
P
T
UP DWN
O ○ DILATATION
+ + COMPRESSION


19960506 8:27 7.62
40N30.72 232 5.52
DEPTH = 13.00 KM
MAG = 0.00
RMS = 0.40 S
DMIN = 17 KM
AZM GAP = 82
# FM = 9
ERH = 0.7 KM
ERZ = 2.2 KM
MISFIT = 0.00 (+.05)
STDR = 0.57
STRIKE UNCERTAINTY = 5
DIP UNCERTAINTY = 10
RAKE UNCERTAINTY = 30
% MACHINE PICKS = 0
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc
ALIT
AGRG
ATHE
AKNT
155,30,−40
AAGG
ASOH
ASRS
PAIG
AOUR
281,71,−114
T
P
UP DWN
DILATATION
COMPRESSION


19980107 1:10 17.88
40N42.30 22257.54
DEPTH = 5.00 KM
MAG = 0.00
RMS = 0.55 S
DMIN = 8 KM
AZM GAP = 63
# FM = 8
ERH = 0.6 KM
ERZ = 1.6 KM
MISFIT = 0.11 (+.06)
STDR = 0.40
STRIKE UNCERTAINTY = 0
DIP UNCERTAINTY = 8
RAKE UNCERTAINTY = 10
% MACHINE PICKS = 0
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
PAIG 106 144 93 EP-0
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc
PAIG
ALIT
ATHE
AGRG
AKNT
AOUR
ASOH
ASRS
T
P
300,75,−100
154,18,−57
UP DWN
O ○ DILATATION
+ + COMPRESSION


earthq.arc
Tue Jan 20 15:52:19 2004
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
ALIT 75 219 96 EP+0
19990627 11:37 42.38
40N37.68 232 2.46
DEPTH = 8.10 KM
MAG = 0.00
RMS = 1.53 S
DMIN = 6 KM
AZM GAP = 61
# FM = 9
ERH = 0.6 KM
ERZ = 1.4 KM
MISFIT = 0.03 (+.06)
STDR = 0.44
STRIKE UNCERTAINTY = 15
DIP UNCERTAINTY = 0
RAKE UNCERTAINTY = 0
% MACHINE PICKS = 0
17,22,–64
170,70,–100
ALIT
ATHE
AOUR
AGRG
PAIG
AKNT
AAGG
ASOH
ASRS
P
T
UP DWN
O ○ DILATATION
+ + COMPRESSION

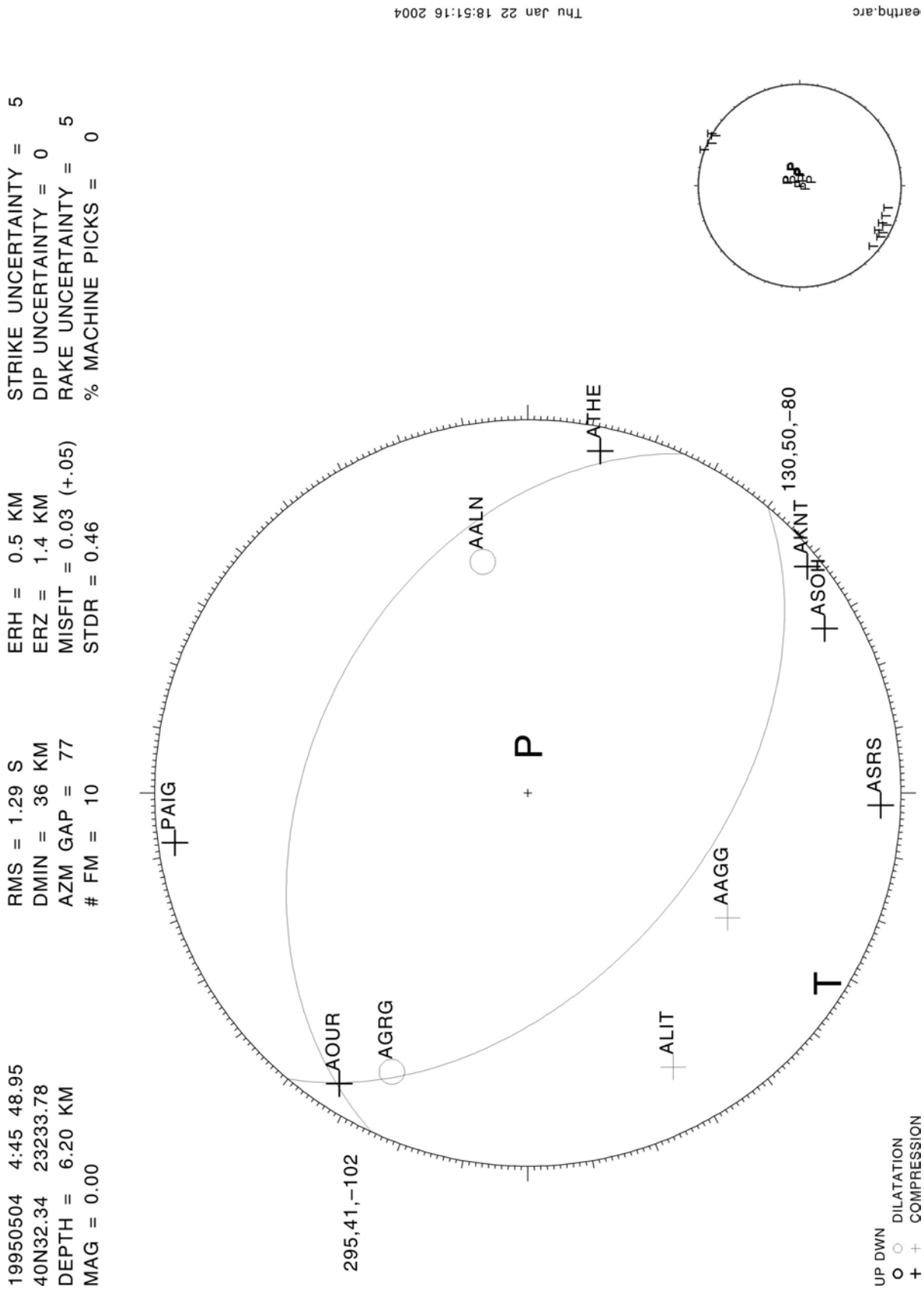
19990627 11:57 27.46
40N37.44 232 3.30
DEPTH = 2.80 KM
MAG = 0.00
RMS = 1.32 S
DMIN = 8 KM
AZM GAP = 63
# FM = 9
ERH = 0.5 KM
ERZ = 1.6 KM
MISFIT = 0.15 (+.05)
STDR = 0.58
STRIKE UNCERTAINTY = 5
DIP UNCERTAINTY = 8
RAKE UNCERTAINTY = 10
% MACHINE PICKS = 0
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
AAGG 188 199 53 EP+0
AOUR 85 112 92 EP+0
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc
50,73,148
150,60,20
ALIT
ATHE
AGRG
AKNT
ASRS
ASOH
AAGG
AOUR
PAIG
T
P
UP DWN
DILATATION
COMPRESSION

19991212 19:25 58.24
40N33.24 23238.76
DEPTH = 10.00 KM
MAG = 0.00
RMS = 1.17 S
DMIN = 39 KM
AZM GAP = 99
# FM = 9
ERH = 0.7 KM
ERZ = 1.5 KM
MISFIT = 0.00 (+.05)
STDR = 0.41
STRIKE UNCERTAINTY = 3
DIP UNCERTAINTY = 5
RAKE UNCERTAINTY = 10
% MACHINE PICKS = 0
Tue Jan 20 15:52:19 2004
earthq.arc
ASRS
AKNT
AGRG
ALIT
AAGG
PAIG
ASOH
AALN
ATHE
T
P
298,51,-82
105,40,-100
UP DWN
O ○ DILATATION
+ + COMPRESSION

19950131 10:23 24.09
40N27.42 23233.78
DEPTH = 2.10 KM
MAG = 0.00
RMS = 0.79 S
DMIN = 38 KM
AZM GAP = 109
# FM = 10
ERH = 0.5 KM
ERZ = 1.6 KM
MISFIT = 0.16 (+.05)
STDR = 0.32
STRIKE UNCERTAINTY = 5
DIP UNCERTAINTY = 5
RAKE UNCERTAINTY = 10
% MACHINE PICKS = 0
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
AAGG 191 214 53 EP+0
AFNA 188 282 53 EP+0
AGRG 113 300 91 EP+0
ALIT 100 247 91 IP+0
Thu Jan 22 18:51:16 2004
earthq.arc
335,14,–45
PATG
ALIT
ATHE
110,80,–100
AGRG
AKNT
ASOH
ASRS
AAGG
AFNA
AOUR
P
T
UP DWN
O DILATATION
+ COMPRESSION

19950503 19: 4 40.08
40N31.98 23238.40
DEPTH = 4.10 KM
MAG = 0.00
RMS = 0.90 S
DMIN = 36 KM
AZM GAP = 82
# FM = 9
ERH = 0.5 KM
ERZ = 1.6 KM
MISFIT = 0.01 (+.05)
STDR = 0.63
STRIKE UNCERTAINTY = 10
DIP UNCERTAINTY = 8
RAKE UNCERTAINTY = 5
% MACHINE PICKS = 0
20,85,−130
284,40,−8
PATG
AOUR
AGRG
AALIT
AALN
ATHE
ASOH
AKNT
ASRS
P
T
UP DWN
DILATATION
COMPRESSION
Thu Jan 22 18:51:16 2004
earthq.arc

19950503 22:33 2.82
40N32.40 23239.00
DEPTH = 7.10 KM
MAG = 0.00
RMS = 0.77 S
DMIN = 36 KM
AZM GAP = 134
# FM = 8
ERH = 0.6 KM
ERZ = 2.0 KM
MISFIT = 0.03 (+.06)
STDR = 0.54
STRIKE UNCERTAINTY = 3
DIP UNCERTAINTY = 15
RAKE UNCERTAINTY = 10
% MACHINE PICKS = 0
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
ALIT 110 244 72 EP+0
Thu Jan 22 18:51:16 2004
earthq.arc
PAIG
AOUR
AGRG
AFNA
ALIT
ATHE
ASOH
ASRS
P
T
100,60,−80
261,31,−107
UP DWN
O ○ DILATATION
+ + COMPRESSION


19950504 4:45 48.95
40N32.34 23233.78
DEPTH = 6.20 KM
MAG = 0.00
RMS = 1.29 S
DMIN = 36 KM
AZM GAP = 77
# FM = 10
ERH = 0.5 KM
ERZ = 1.4 KM
MISFIT = 0.03 (+.05)
STDR = 0.46
STRIKE UNCERTAINTY = 5
DIP UNCERTAINTY = 0
RAKE UNCERTAINTY = 5
% MACHINE PICKS = 0
295,41,-102
130,50,-80
P
T
AOUR
AGRG
ALIT
AAGG
ASRS
PAIG
AALN
ATHE
AKNT
ASOH
UP DWN
DILATATION
COMPRESSION
earthq.arc
Thu Jan 22 18:51:16 2004

19950504 1:14 4.93
40N33.42 23235.22
DEPTH = 3.80 KM
MAG = 0.00
RMS = 0.76 S
DMIN = 35 KM
AZM GAP = 126
# FM = 9
ERH = 0.5 KM
ERZ = 2.0 KM
MISFIT = 0.00 (+.05)
STDR = 0.74
STRIKE UNCERTAINTY = 20
DIP UNCERTAINTY = 5
RAKE UNCERTAINTY = 10
% MACHINE PICKS = 0
earthq.arc
Thu Jan 22 18:51:16 2004
PATG
ALIT
ATHE
AGRG
AKNT
ASOH
ASRS
AOUR
AFNA
P
T
40,60,–90
220,30,–90
UP DWN
DILATATION
COMPRESSION

19950504 17:47 43.39
40N32.82 23236.42
DEPTH = 4.60 KM
MAG = 0.00
RMS = 0.64 S
DMIN = 37 KM
AZM GAP = 128
# FM = 10
ERH = 0.5 KM
ERZ = 1.7 KM
MISFIT = 0.12 (+.05)
STDR = 0.57
STRIKE UNCERTAINTY = 5
DIP UNCERTAINTY = 13
RAKE UNCERTAINTY = 5
% MACHINE PICKS = 0
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
AFNA 190 279 53 EP+0
AGRG 112 294 72 EP-0
Thu Jan 22 18:51:16 2004
earthq.arc
T
P
PAIG
ALIT
ATHE
100,25,-60
AOUR
AGRG
AFNA
AAGG
ASRS
AKNT
ASOH
248,69,-103
UP DWN
O ○ DILATATION
+ + COMPRESSION

19950820 22:40 19.21
40N31.98 23235.04
DEPTH = 3.60 KM
MAG = 0.00
RMS = 0.50 S
DMIN = 37 KM
AZM GAP = 123
# FM = 9
ERH = 0.5 KM
ERZ = 1.9 KM
MISFIT = 0.02 (+.05)
STDR = 0.46
STRIKE UNCERTAINTY = 8
DIP UNCERTAINTY = 8
RAKE UNCERTAINTY = 25
% MACHINE PICKS = 0
Thu Jan 22 18:51:16 2004
earthq.arc
T
P
PATG
ALIT
ATHE
AGRG
AKNT
ASOH
ASRS
AAGG
AOUR
276,64,-106
130,30,-60
UP DWN
DILATATION
COMPRESSION

19961014 23:36 13.56
40N36.36 23227.30
DEPTH = 8.00 KM
MAG = 0.00
RMS = 0.80 S
DMIN = 25 KM
AZM GAP = 113
# FM = 9
ERH = 0.5 KM
ERZ = 1.8 KM
MISFIT = 0.01 (+.06)
STDR = 0.71
STRIKE UNCERTAINTY = 8
DIP UNCERTAINTY = 23
RAKE UNCERTAINTY = 15
% MACHINE PICKS = 0
Thu Jan 22 18:51:16 2004
earthq.arc
T
P
PAIG
AOUR
AGRG
AFNA
ALIT
ATHE
ASOH
AKNT
ASRS
100,55,–40
216,58,–138
UP DWN
DILATATION
COMPRESSION

19961212 10: 6 26.88
40N26.52 23210.44
DEPTH = 9.00 KM
MAG = 0.00
RMS = 0.46 S
DMIN = 28 KM
AZM GAP = 62
# FM = 11
ERH = 0.5 KM
ERZ = 1.1 KM
MISFIT = 0.11 (+.05)
STDR = 0.56
STRIKE UNCERTAINTY = 10
DIP UNCERTAINTY = 5
RAKE UNCERTAINTY = 10
% MACHINE PICKS = 0
DISCREPANT OBSERVATIONS
STAT DIST AZM AIN PRMK
AAGG 173 205 53 EP+0
AALN 248 78 53 EP+0
AFNA 156 285 53 EP−0
Thu Jan 22 18:51:16 2004
earthq.arc
60,55,−110
272,40,−64
ALI
ASRS
AKNT
PAIG
AGRG
AOUR
AFNA
AALN
ATHE
AAGG
ASOH
P
T
UP DWN
DILATATION
COMPRESSION

19970106 14:17 5.59
40N28.86 23238.34
DEPTH = 6.00 KM
MAG = 0.00
RMS = 1.33 S
DMIN = 33 KM
AZM GAP = 109
# FM = 10
ERH = 0.5 KM
ERZ = 1.2 KM
MISFIT = 0.00 (+.05)
STDR = 0.65
STRIKE UNCERTAINTY = 5
DIP UNCERTAINTY = 13
RAKE UNCERTAINTY = 15
% MACHINE PICKS = 0
Thu Jan 22 18:48:18 2004
earthq.arc
64,68,–165
328,76,–23
PAIG
AALN
ATHE
AKNT
ASOA
AAGG
ALIT
AFNA
AGRG
AOUR
T
P
TT
UP DWN
DILATATION
COMPRESSION